



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E

DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ANÁLISE DO FRATURAMENTO NA SUB-BACIA DO CÓRREGO DE BARRO

BRANCO, MUNICÍPIO DE SÃO JOSÉ UBÁ, RJ

DAVY RAEDER BRANDÃO

RIO DE JANEIRO

OUTUBRO DE 2009



UFRJ

ANÁLISE DO FRATURAMENTO NA SUB-BACIA DO CÓRREGO DE BARRO
BRANCO, MUNICÍPIO DE SÃO JOSÉ UBÁ, RJ

Davy Raeder Brandão

Monografia de final de curso submetida a uma banca
examinadora como requisito obrigatório para obtenção do
título de bacharel em Geologia pela Universidade Federal
do Rio de Janeiro - UFRJ

Orientadores:

Professor Doutor Cláudio Limeira Mello

Professor Doutor André Luiz Ferrari

Rio de Janeiro

Outubro de 2009

ANÁLISE DO FRATURAMENTO NA SUB-BACIA DO CÓRREGO DE BARRO
BRANCO, MUNICÍPIO DE SÃO JOSÉ UBÁ, RJ

Davy Raeder Brandão

Monografia de final de curso submetida a uma banca examinadora como requisito obrigatório para obtenção do título de bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

Aprovada por

Prof. Dr. Cláudio Limeira Mello

Prof. Dr. André Luiz Ferrari

Prof. Dr. André Ribeiro

Prof. Dr. Renato Cabral Ramos

Rio de Janeiro

Outubro de 2009

Brandão, Davy Raeder

ANÁLISE DO FRATURAMENTO NA SUB-BACIA DO CÓRREGO
DE BARRO BRANCO, MUNICIPIO DE SÃO JOSÉ UBÁ, RJ/
Davy Raeder Brandão – Rio de Janeiro, 2009.

59p.

Orientadores: Cláudio Limeira Mello, André Luiz Ferrari
Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade
Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2009.

Referências Bibliográficas: f. 52 - 57

1 . Análise de fraturas. 2. Aquífero fraturado. I. Mello,
Cláudio Limeira; Ferrari, André Luiz. II. Universidade Federal
do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. III Título

AGRADECIMENTOS

Ao meu professor e orientador André Luiz Ferrari pelo companheirismo e amizade.
Aos meus pais e irmãos. Ao meu amigo e geólogo Daniel Fernandes. A banca examinadora por aceitar o convite e revisar a monografia .Agradeço também ao PRH-ANP11/LAGEMAR-UFF e ao DRM-RJ pelo apoio e dados concedidos.

RESUMO

ANÁLISE DO FRATURAMENTO NA SUB-BACIA DO CÓRREGO BARRO BRANCO, MUNICÍPIO DE SÃO JOSÉ UBÁ – RJ

Davy Raeder Brandão

Orientadores: Claudio Limeira Mello e André Luiz Ferrari (UFF)

Resumo da Monografia de Final de Curso, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharelado em Geologia

O objetivo deste trabalho é caracterizar as famílias de fraturas que afetam o aquífero da sub-bacia do córrego do Barro do Branco discriminando sua geometria, cinemática e dinâmica. A área alvo da pesquisa se localiza no Domínio Juiz de Fora, município de São José de Ubá e é cortado por zonas de cisalhamento dúctil de direção NNE-SSW. Foram reconhecidas cinco famílias de fraturas: Família 1 (NW-SE): com direções variando entre NW-SE a WNW-ESE e mergulhos altos, apresentando espaçamento centimétrico, e densidade elevada. Seu paralelismo acentuado e mergulhos altos indicam tratar-se de uma família de juntas de distensão; Família 2 (NE-SW): de direção NE-SW, com mergulhos altos a intermediários, paralelas a sub-paralelas à foliação milonítica, de densidade elevada e espaçamento centimétrico a decimétrico; Família 3 (N-S): com direções variando entre NNE e NNW, com mergulhos intermediários a altos, caimento para W e, subordinadamente, para E; Família 4 (WNW-ESE): com direções variando entre WNW-ESE e, subordinadamente, E-W, com mergulhos altos a intermediários e densidade baixa; Família 5 - constituída por fraturas de alívio, de baixo ângulo de mergulho e densidade intermediária. Os resultados obtidos indicam que a intercessão entre as famílias de fraturas de maior densidade com as de baixo ângulo de mergulho tem papel importante para a recarga do aquífero fraturado da sub-bacia do Barro Branco.

Palavras-chave: análise de fraturas, aquífero fraturado.

Rio de Janeiro

Outubro de 2009

ABSTRACT

FRACTURING ANALISYS ON THE BARRO BRANCO STREAM SUB BASIN, SÃO JOSÉ DE UBÁ CITY – RJ

Davy Raeder Brandão

Orientadores: Claudio Limeira Mello e André Luiz Ferrari (UFF)

Abstract da Monografia de Final de Curso, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharelado em Geologia

The objective of this research is characterize the fractures sets that affect the Barro Branco hydrographic sub basin discriminating the geometry, cinematic and dynamic. The target area of research is at the Juiz de Fora Domain, São José de Ubá Town , and is sliced by NE-SW ductile shear zones. Were recognized five fractures sets: Set 1 (NW-SE) – strikes ranging between NW-SE to WNW-ESE and high dip angles almost orthogonal to mylonitic foliation, centimetric spacing and high density. Set 2 (NE-SW) – with NE-SW strike, and high to intermediate dip angles, paralleled to sub-paralleled with mylonic foliation, centimetric to decimetric spacing and high density. Set 3 (N-S) – strike ranging between NNE to NNW, with high to intermediate dipping angles to W and, subordinately, to E. Set 4 (WNW-ESE) – strike ranging between WNW-ESE and, subordinately, E-W, with high to intermediate dip angles, were founded in dyabase dyke and in the basement rocks. Set 5 – constituted by low plunge angles release fractures. The results display that the intersection between highest density fractures sets and the low plunge angle fracture set has an important function to the fractured aquifer recharge.

Keyword: fracture analisys, fractured aquifer.

Rio de Janeiro

Outubro de 2009

ÍNDICE

1.0 INTRODUÇÃO	1
2.0 OBJETIVOS	2
3.0 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
4.0 GEOLOGIA REGIONAL	3
4.1 Embasamento Cristalino Proterozóico	3
4.2 Reativações do embasamento proterozóico	5
4.2.1 Diques de diabásio	5
4.2.2 <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil	6
4.2.3 Compartimentação morfoestrutural do noroeste Fluminense	11
5.0 GEOLOGIA LOCAL	15
5.2 Hidrogeologia do aquífero fraturado da sub-bacia do córrego do Barro Branco	16
6.0 MÉTODOS	18
6.1 Determinação da classe genética de fraturas	18
6.2 Caracterização de padrões de fraturamento a partir do seu arranjo geométrico	22
6.3 Método dos diedros retos para determinação de paleotensões	23
6.4 A razão "R" e o ângulo α	25
6.5 Fraturamento e pressão de fluidos	26
6.6 Direções de maior conectividade entre as fraturas	27
6.7 Significado e tratamento dos lineamentos	29
7.0 RESULTADOS	30
7.1 Lineamentos estruturais fotointerpretados	30
7.2 Famílias de fraturas identificadas na sub-bacia do barro branco	33
7.2.1 Fraturas paralelas à foliação	35
7.2.2 Fraturas de direção NW-SE	37
7.2.3 Fraturas de direção WNW-ESSE	38
7.2.4 Fraturas de direção N-S	38
7.2.5 Fraturas de baixo ângulo de mergulho	39
7.2 Percolação e acumulação de água no aquífero fraturado de Barro Branco	41
7.3 Fraturas preenchidas – diques de diabásio	43
7.4.1 Pedreira na entrada de São José de Ubá	45
7.4.2 Fazenda campo grande	47
8.0 DISCUSSÃO	49
9.0 CONCLUSÃO	53

10.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55
---------------------------------------	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo	3
Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira.	5
Figura 3 - Mapa de localização dos grábens que compõem o Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil.	7
Figura 4 - Fases de evolução do RCSB, segundo Riccomini (1989).	8
Figura 5 - Quadro de fases tectônicas cenozóicas no Sudeste do Brasil	11
Figura 6 - Lineamentos estruturais e compartimentos morfoestruturais do NW fluminense.....	14
Figura 7 - Mapa geológico do Município de São José de Ubá.....	17
Figura 8 - Arranjo dos tensores para juntas e fraturas conjugadas	18
Figura 9 - Modelo de Riedel dentro de um campo de esforços direcional dextral.....	19
Figura 10 - Posição dos principais eixos de <i>stress</i>	20
Figura 11 - Condições de tensão durante a geração de fraturas neoformadas em um corpo rochoso maciço.	21
Figura 12 - Arranjo dos tensores em juntas de extensão ortogonais	22
Figura 13 - Descrição da arquitetura de sistemas de juntas em comparação com formas estilizadas de traços de juntas com letras do alfabeto latino.....	23
Figura 14 - Método dos diedros retos.....	24
Figura 15 - Círculo de Mohr tridimensional.....	25
Figura 16 - Esquema, utilizando o Círculo de Mohr, mostrando a influência de pressão de fluidos na mecânica de formação de fraturas sob um determinado campo de tensões	27
Figura 17 - Esquema mostrando conectividade entre as fraturas de cisalhamento e juntas de extensão ao longo de σ_2	28
Figura 18 - Esquema mostrando a importância de fraturas de baixo ângulo para exploração de água subterrânea em aquíferos fraturados.....	29
Figura 19 - Roseta mostrando densidade relativa dos lineamentos estruturais interpretados no município de São José de Ubá, considerando sua direção e comprimento.	30
Figura 20 - Lineamentos estruturais interpretados a partir de mosaico de fotos aéreas,	32
Figura 22 - Projeção estereográfica mostrando pólos das famílias de fraturas identificadas nas rochas do embasamento proterozóico da sub-bacia de Barro Branco.....	35
Figura 23 - Arranjo ortogonal entre fraturas NE-SW, paralelas à foliação metamórfica, e juntas NW-SE (ponto 4). O cabo do martelo aponta para sul.....	36
Figura 24 - Projeção ciclográfica de fraturas de alto ângulo de mergulho paralelas a foliação metamórfica NE-SW e juntas de extensão, também de alto ângulo de mergulho, de direção NW-SE (ponto 4).....	37
Figura 25 - Juntas de distensão de direção NW-SE (ponto 14). A seta aponta para o norte. Notar abertura entre os planos.	38
Figura 26 - Arranjo da família de fraturas N-S, caracterizada pela persistência da direção e com mergulhos intermediários. Ocorrem cortando juntas de extensão e fraturas paralelas a foliação milonítica NE-SW (Ponto 21).	39
Figura 27 - Mapa de localização dos pontos estudados e seus respectivos estereogramas com as projeções ciclográficas das famílias de fraturas identificadas na sub-bacia do Barro Branco.	40

Figura 28 - Direção de σ_2 dos afloramentos estudados nas bordas do aquífero fraturado de Barro Branco	41
Figura 29 - Foto mostrando fratura alívio, de baixo ângulo de mergulho, com abertura centimétrica a decimétrica (Ponto 12).	42
Figura 30 - Estereograma com projeções ciclográficas das fraturas presentes no ponto 11. Em vermelho fraturas de alívio e, em preto, juntas.	42
Figura 31 - Arranjo de fraturas verticais e horizontais em afloramento (ponto 11) em perfil no plano da foliação local. Em vermelho fraturas de alívio e, em preto, juntas.	43
Figura 32 - Contato entre dique de diabásio e o gnaisse granítico encaixante. Afloramento localizado em saibreira abandonada, no km 52 da rodovia RJ-186, próximo ao limite entre os municípios de São José de Ubá e Santo Antônio de Pádua (Ponto DK SAP).	44
Figura 33 – Estereograma com representação ciclográfica de fraturas T e microfalhas de rejeito dextral afetando a borda e o interior do dique de diabásio (Ponto DK SJU).....	45
Figura 34 - Duas famílias de fraturas internas ao dique de diabásio: fraturas sem estrias, a esquerda da foto, e de cisalhamento dextrais, a direita (Ponto DK SJU).	46
Figura 35 - Plano liso envernizado apresentando estrias <i>down-dip</i> na borda alterada de dique de diabásio (Ponto DK SJU).	46
Figura 36 - Microfalhas normais em diabásio alterado (Ponto DK SJU).....	47
Figura 37 - Fraturas mapeadas no afloramento Fazenda Campo Grande (Ponto DK SAP)	48
Figura 38 - Fratura com estrias subhorizontais dextrais em dique de diabásio (Ponto DK SAP).....	48
Figura 39 - Síntese dos eventos deformacionais que afetaram a sub-bacia do córrego do Barro Branco	51
Figura 40 - Esquema mostrando a importância da interconexão das fraturas na recarga de aquífero fraturado	53

1.0 INTRODUÇÃO

A região noroeste do estado do Rio de Janeiro tem sido atingida com a escassez de recursos hídricos superficiais e por isso o uso da água subterrânea se faz necessário, tanto para consumo doméstico, quanto para implementar e manter produção local de tomate.

Na área objeto do presente estudo, a água é proveniente principalmente de um aquífero fraturado, de onde ela é bombeada de profundidades de até 106 metros. A essa profundidade a presença de altos índices de Ca^{+2} e Mg^{+2} ocorre de modo bastante evidente, o que deve refletir o maior tempo de contato da água subterrânea percolante com materiais mais básicos e calciossilicáticos (Menezes, 2005).

Segundo Menezes *et al.* (2006), 84,5% da área cristalina do estado do Rio de Janeiro está classificada como de boa favorabilidade hidrogeológica.

O estudo do fraturamento se faz necessário para entender o processo de migração e acumulação de água subterrânea. Por outro lado, a determinação dos campos de paleotensões mais recentes pode ajudar na discriminação dos eventos de abertura e fechamento de famílias de fraturas e, como consequência, dos caminhos de migração de fluídos como água subterrânea. No estado do Rio de Janeiro, diversos eventos de fraturamento associam-se à intensa deformação rúptil que acompanhou os processos de separação entre a América do Sul e África e formação da margem continental, no Eocretáceo - Evento Sul-atlantiano (Schobbenhaus *et al.*, 1984), bem como a implantação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, no Paleógeno (Riccomini *et al.*, 2004), em parte acompanhada pelo magmatismo alcalino associado ao Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991) e, ainda, a atividade neotectônica que afetou a área no Neógeno e no Recente (Mello & Ferrari, 2003).

2.0 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é caracterizar as famílias de fraturas na sub-bacia do córrego do Barro do Branco, localizada no município de São José de Ubá discriminando sua geometria, cinemática e dinâmica. Objetiva-se também fazer sua correlação com os eventos tectônicos fanerozóicos referenciados na literatura para a região do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil: (Ferrari, 2001; Riccomini, 1989; Mello, 1997; Salvador & Riccomini, 1995; Salvador, 1994; Tomáz, 2004)

3.0 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O município de São José de Ubá se localiza no noroeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 1). A sub bacia do córrego do Barro Branco faz parte da bacia do rio São Domingos que corta o município de São José de Ubá (Figura 7)

Os dados de fratura foram coletados na sub-bacia do Barro Branco e, os dados fratura nos diques de diabásio foram coletados em dois pontos na rodovia RJ-168, em ambos os casos no município de São José de Ubá.

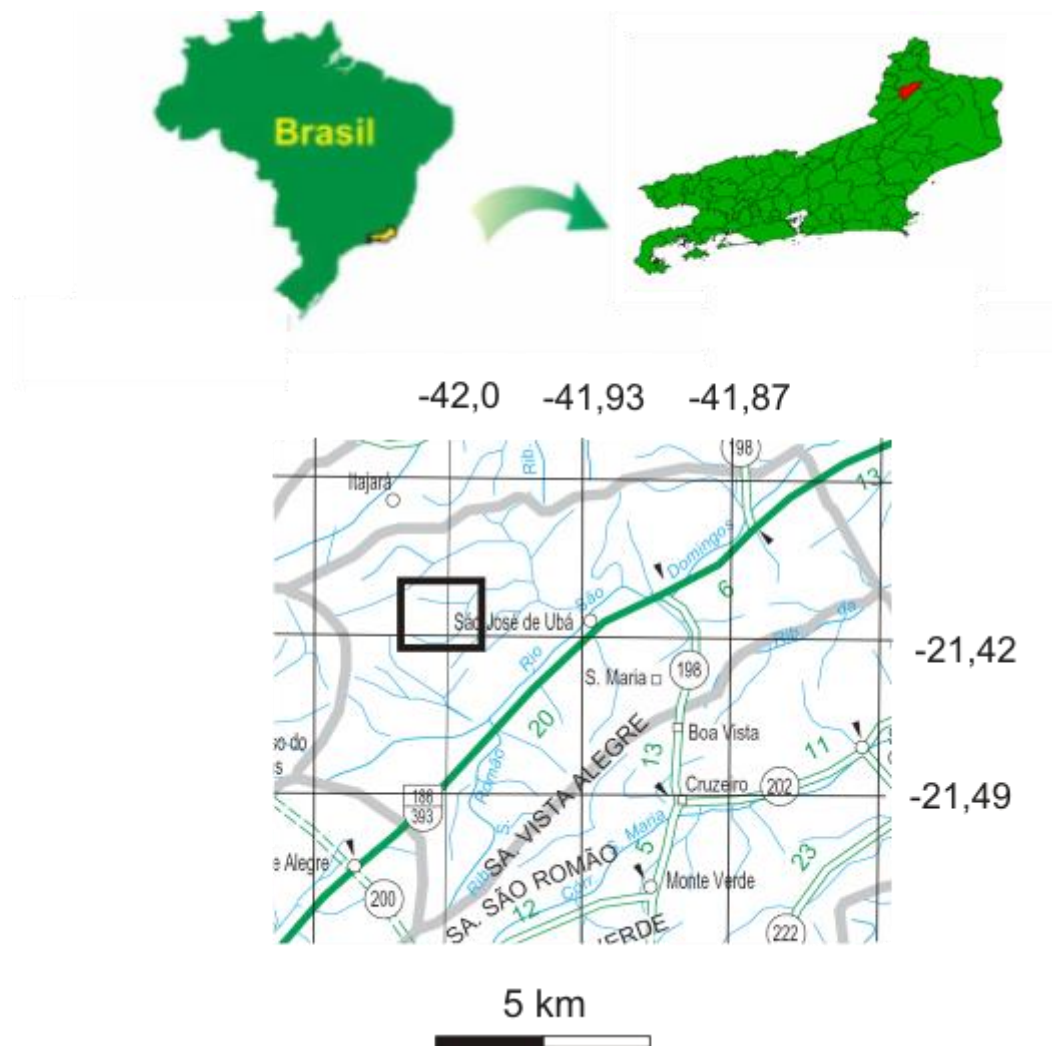


Figura 1 - Vias de acesso à área de estudo, destaca no quadrado preto.

4.0 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Embasamento Cristalino Proterozóico

A área de estudo está inserida no setor central da Faixa Ribeira, no contato entre os terrenos Ocidental e Oriental (Figura 2). Estes dois terrenos são separados por uma zona de cisalhamento dúctil complexamente redobrada, denominada Limite Tectônico Central, com mergulhos subverticais a moderados para SE (Tupinambá *et al.*, 2007).

Estes terrenos foram amalgamados entre 600 e 570 Ma e eles representariam paleoplacas convergentes durante a formação do supercontinente Gondwana. O Terreno Ocidental corresponderia a paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana) e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente (Tupinambá *et al.*, 2007). Ainda seundo este autor o Terreno Ocidental é representado pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas paleoproterozóicas do Complexo Juiz de Fora e a sequência neoproterozóica Megassequência Andrelândia, e o Terreno Oriental contém rochas geradas em ambiente de arco magmático e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido em três domínios estruturais distintos: Domínio Cambuci, Domínio Costeiro e *Klippe* Italva (Tupinambá, 2007).

O Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma sequência metavulcano-sedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arco magmático. O Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfibolito alto, com intercalações de quartzitos impuros intrudidos por ortognaisses e metagabros do Arco Mágmatco Rio Negro (790 a 620 Ma). A *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto metavulcano-sedimentar com mármore calcíticos, anfibolitos (Ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica (Tupinambá *et al.*, 2007).

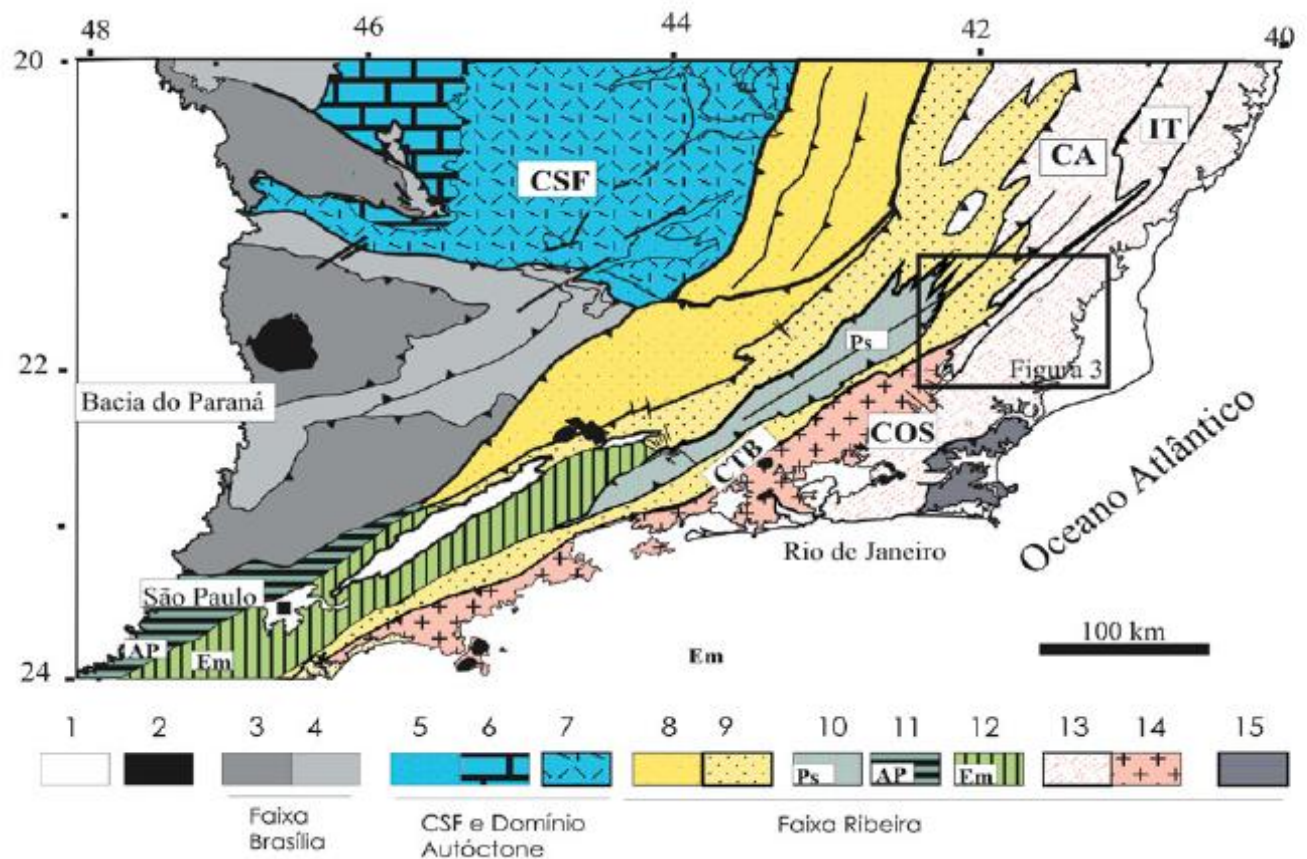


Figura 2 - Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira. 1- coberturas fanerozóicas; 2- rochas alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4- Faixa Brasília: 3- Domínio Externo, 4- Domínio Interno; 5 a 7- Cráton de São Francisco e Domínio Autóctone: 5- Megassequência Andrelândia Autóctone, 6- Supergupo Bambuí, 7- Embasamento Cratônico; 8 a 15- Terrenos da Faixa Ribeira: 8- Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9- Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11- Terreno Apiaí, 12- Terreno Embu, 13- Terreno Oriental, 14- Terreno Oriental/Arco Magmático Rio Negro, 15- Terreno Cabo Frio; Ca – Domínio Cambuci; it – Klippe Italva; cos – Domínio Costeiro. (segundo de Tupinambá *et al*, 2007)

4.2 Reativações do embasamento proterozóico

4.2.1 Diques de diabásio

Segundo Guedes *et al.*(2005), a quebra do Gondwana e o início da formação do Oceano Atlântico no Cretáceo Inicial foram acompanhados por um pulso magmático básico responsável também pelos enxames de diques de Ponta Grossa e Santos-Rio de Janeiro.

Ferrari & Riccomini (2000), estudando diques na borda sul do Gráben da Guanabara, Niterói e Região dos Lagos, identificaram uma orientação geral destes corpos de

direção NE-SW a ENE-WSW. A presença de falhas e microfalhas de caráter direcional, nas bordas e no interior de alguns desses diques, além do arranjo escalonado apresentado localmente, levou estes autores a sugerirem que a sua intrusão deu-se sob um campo de paleotensões direcional, a partir de um binário sinistral de direção E-W.

Trotta (2004), analisando diques de diabásio e norito nas regiões de Macaé, Saquarema e Conceição de Macabu, definiu que a intrusão destes corpos se deu sob um campo de paleotensões direcional, com SHmax posicionado na direção NNE-SSW.

4.2.2 *Rift Continental do Sudeste do Brasil*

O Rift Continental do Sudeste (Riccomini, 1989), originada durante o Cenozóico abrange uma área desde a cidade de Curitiba no Paraná até Barra de São João, no Rio de Janeiro, numa extensão de pouco mais de 900 km (Figura 4). O RCSB pode ser dividido em três segmentos: ocidental que engloba a Bacia de Curitiba as formações Alexandra e Pariqüera-Açu, e os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras; central acolhe as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda e oriental, compreendendo as bacias do Macacu, Itaboraí (Riccomini, 1989).

Zalán (2004) analisa esta estrutura “como corredores de vales tectônicos deprimidos ao longo de falhamentos normais planares e rotacionais” redenominando como Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (Figura 4), ampliando a área a porção submersa da bacia de Santos e para região noroeste fluminense, adjacente a área de estudo presente trabalho.

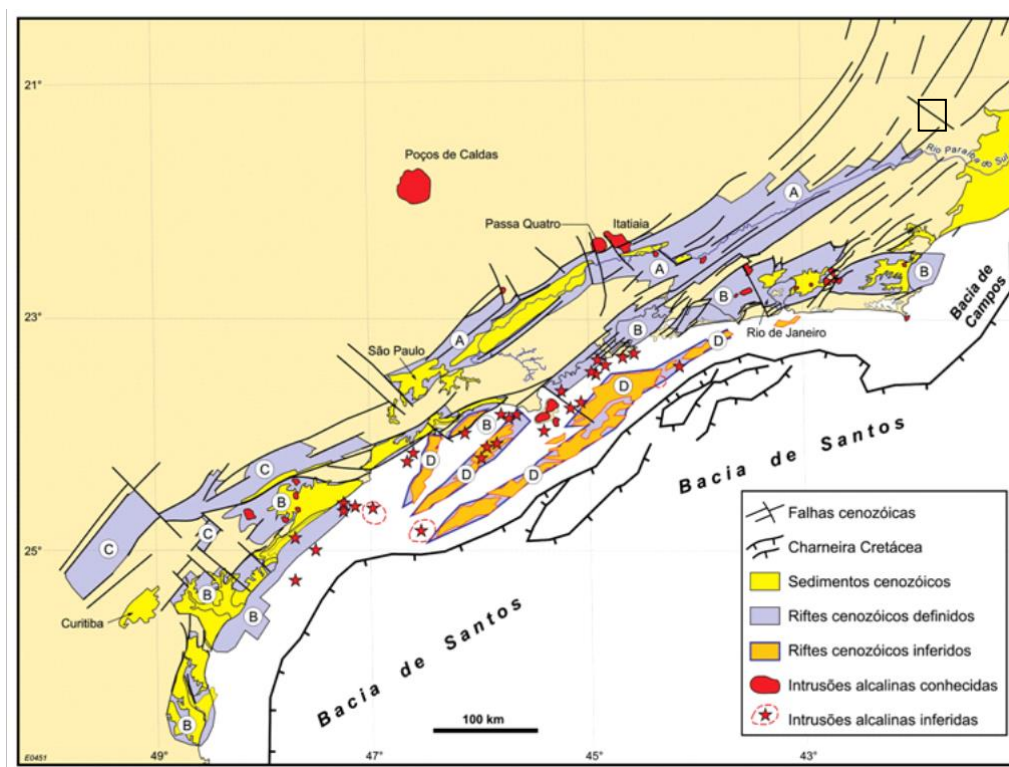


Figura 3 - Mapa de localização dos grábens que compõem o Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil. a cidade de São José de Ubá se localiza a nordeste do gráben do Rio Paraíba do Sul próximo a sua inflexão do rio homônimo em direção ao Oceano Atlântico. (Fonte: Zalán & Oliveira, 2005)

A implantação do RCSB só se deu no Paleoceno com a formação das bacias de São José de Itaboraí e, posteriormente, pelas bacias sedimentares de Curitiba, Taubaté, São Paulo, Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989). Evidências de que as bacias compreendidas entre São Paulo e Resende teriam evoluído a partir de uma única bacia (Figura 5) levaram esse autor a reunir todo esse conjunto de bacias no *Rift* Continental do

Sudeste do Brasil (RCSB). Posteriormente, Mohriak & Barros (1990) sugeriram a inclusão do Gráben de Barra de São João neste contexto. A bacia do Macacu, no Gráben da Guanabara, foi incluída posteriormente nesse grupo por Ferrari & Silva (1997) e Ferrari (2001).

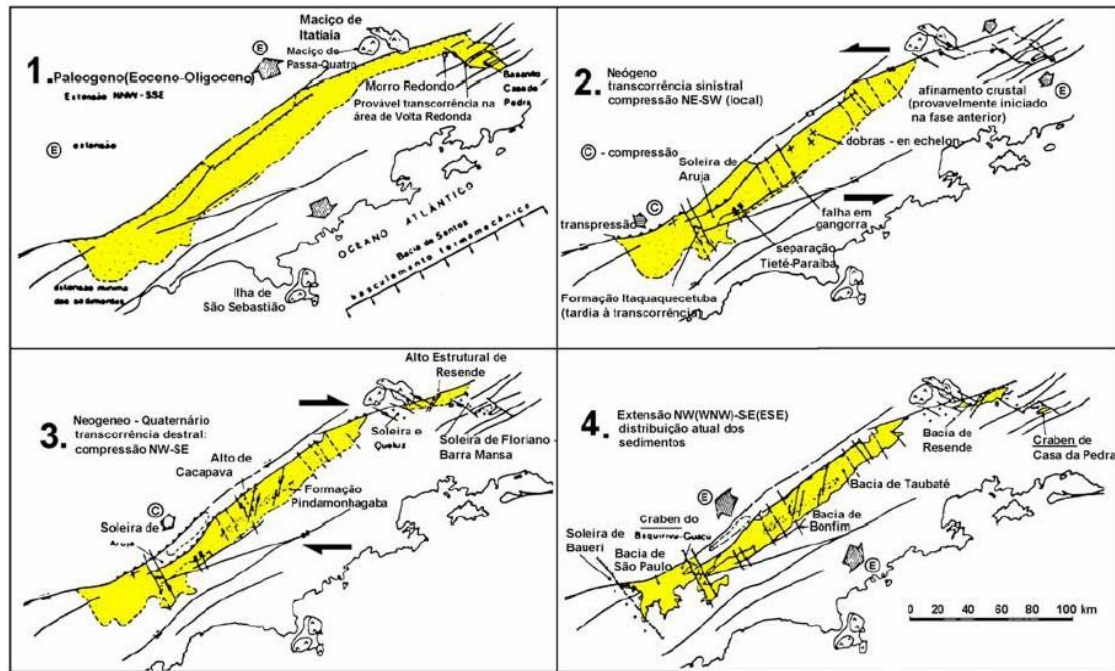


Figura 4 - Fases de evolução do RCSB, segundo Riccomini (1989).

Riccomini (1989) propôs um quadro tectônico evolutivo para as bacias compreendidas entre a bacia de São Paulo e o Gráben de Casa de Pedra. A depressão inicial teria se formado sob um regime tectônico distensivo NNW-SSE; posteriormente, no Neógeno, ocorreu uma transcorrência sinistral, seguida de transcorrência dextral e extensão NNW-SSE, no Pleistoceno e Holoceno respectivamente.

Salvador & Riccomini (1995), estudando o Alto Estrutural de Queluz, que separa as bacias de Taubaté e Resende, identificaram, além destes campos de paleotensões, uma compressão E-W mais recente afetando os sedimentos holocênicos do rio Paraíba do Sul.

O Gráben da Guanabara (GG) foi estudado por Almeida (1976) e por Ferrari (1990, 2001). Nele estão inseridas intrusões alcalinas do final do Cretáceo ao início do Eoceno. A idade dessas intrusões é decrescente de oeste para leste, tendo o maciço do Mendanha, mais a oeste, 80 Ma e o maciço da Ilha de Cabo Frio, mais a leste, 55 Ma. A importância do estudo destas intrusões é a definição do campo de esforços anteriores e contemporâneos. Também estão inseridas no Gráben da Guanabara as bacias de São José de Itaboraí e Macacu, possibilitando material de estudo para definição de esforços tectônicos desde o final do Cretáceo, com as intrusões alcalinas, até o Holoceno com a bacia de Macacu (Figura 6).

Os estudos realizados nas intrusões alcalinas inseridas dentro do Gráben da Guanabara revelaram que esta feição se encontrava sob um campo de paleotensões direcional sinistral E-W, anterior a sua implantação, reativando antigas zonas de cisalhamento ENE-WSW, de caráter dúctil, pré-cambriana. Este campo de paleotensões foi identificado em todos os corpos alcalinos estudados por Ferrari (2001). Segundo este autor, esse campo de paleotensões perdurou, no Gráben da Guanabara, até o início do Eoceno com a intrusão de um dique de ankaramito, na bacia de São José de Itaboraí, datado, pelo método K-Ar, em 52 Ma (Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992), representando um magmatismo alcalino tardio.

Contemporâneo a intrusão do dique de ankaramito houve também a formação das brechas silicificadas, identificadas por Ferrari (2001) em diversas áreas dentro do Gráben. Há uma única datação disponível, feita por este autor, de 50,7 +/- 1,2 Ma, datada na fluorita de Tanguá, indicando um diacronismo de 16 Ma entre a cristalização do sienito e a mineralização. Apesar da relação direta entre as intrusões alcalinas e a maior ocorrência dessas mineralizações, não existe uma relação genética entre elas (Ferrari 2001). Para Santos (1994), essa mineralização tem origem no aquecimento, provido pelas intrusões alcalinas, de

águas meteóricas. A diferença de profundidade entre a formação das pseudoleucitas e das mineralizações de fluorita, de 2 a 3 km e 0,5 a 1 km, respectivamente, reforçam essa idéia (Ferrari, 1990). A concordância dos campos de tensão dessas mineralizações com as intrusões alcalinas adjacentes aponta para a possibilidade de essas terem a idade das intrusões mais próximas a elas, significando que as brechas mais antigas estariam a oeste e as mais novas a leste (Ferrari, 2001).

A bacia de São José de Itaboraí marca o início da formação do Gráben da Guanabara. Esta bacia é a que tem maior taxa de estiramento, pouco mais de 10%, dentre as bacias do RCSB (Ferrari, 2001), possui 1,5 km de comprimento e 0,5 km de largura, alonga-se na direção ENE e é limitada a sul pela falha de São José de direção N62E. Esta falha tem alto ângulo de mergulho, com caimento para norte.

O dique de ankaramito de direção N45E, com 10 metros de espessura e 150 metros de comprimento, segundo Klein & Valença (1984a, *apud* Ferrari, 2001), está relacionado ao magmatismo alcalino do Terciário. A sua direção indica a direção das paleotensões no momento da sua intrusão. A posição estratigráfica do dique e sua orientação, em conjunto com as falhas e fraturas que afetam os sedimentos, levou Ferrari (2001) a inferir que esta bacia foi gerada e evoluiu dentro de campo de paleotensões direcional sinistral E-W a partir do início do Eoceno.

Na Bacia de Macacu foram identificados três eventos deformacionais: distensão NW-SE, transcorrência dextral E-W e distensão E-W, de idade pleistocênica e holocênica, respectivamente.

Um resumo dos eventos tectônicos que afetaram a região do RCSB e região do Médio Vale do Rio Doce (MG) é dado pela Figura 5.

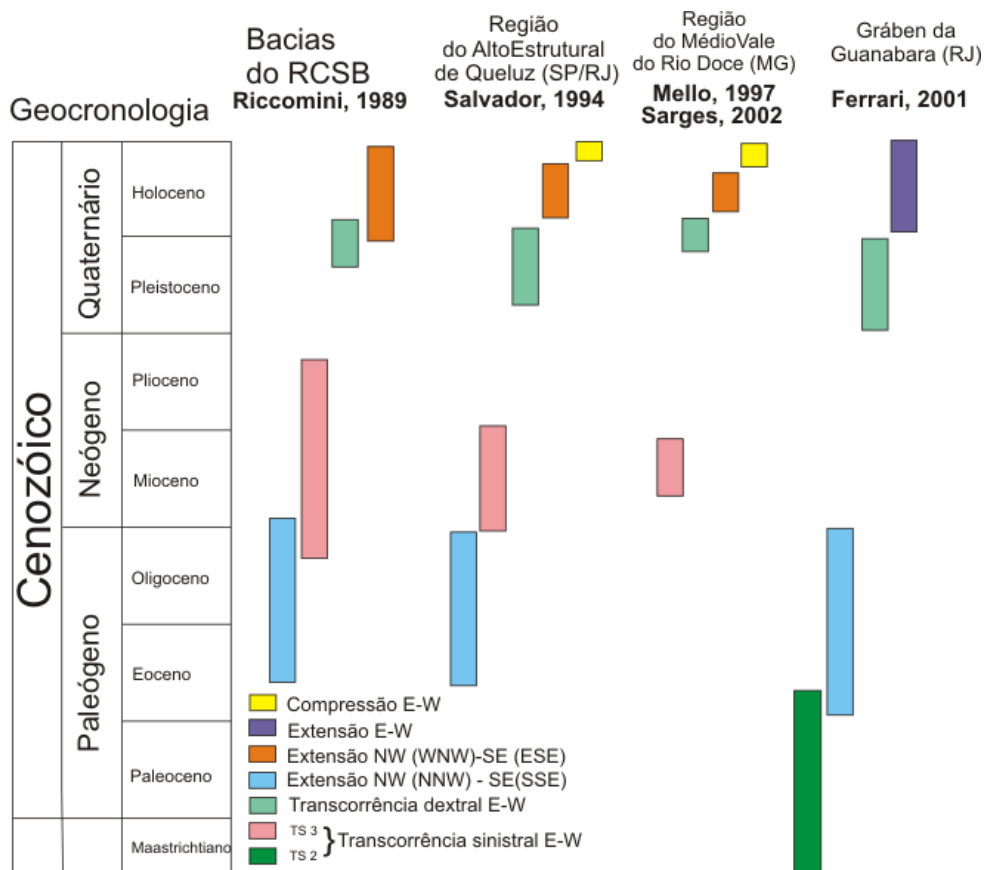


Figura 5 - Quadro de fases tectônicas cenozóicas no Sudeste do Brasil, segundo diferentes autores e regiões. Obs.: os intervalos geocronológicos não obedecem à escala do tempo (segundo Mello & Ferrari, 2003)

4.2.3 Compartimentação morfoestrutural do noroeste Fluminense

As áreas topograficamente deprimidas da região continental emersa adjacente à bacia de Campos são divididas em dois agrupamentos: compartimentos interiores – Ubá, Pomba-Muriaé, Além Paraíba e Cachoeiro de Itapemirim – situados entre a Serra do Mar e Mantiqueira, e compartimentos costeiros – Rio São João, Macaé, Campos, Itapemirim e Vitória (Figura 7) – situados ao longo do litoral (Tomaz *et al.*, 2004). Os compartimentos Ubá, Pomba-Muriaé, Além Paraíba e Campos juntos formam um grande bloco deprimido, orientado segundo a direção WNW-ESE, englobando a planície deltaica do rio Paraíba do Sul.

O compartimento Ubá é uma depressão alongada segundo a direção principal NE-SW, delimitado por alinhamentos E-W e NE-SW. Falhas normais e dextrais normais,

subverticais, com orientação NW-SE afetam os sedimentos cenozóicos desse compartimento. Estes falhamentos foram relacionados a uma tectônica distensional WSW-ENE. O compartimento Pomba-Muriaé se caracteriza por uma importante área deprimida de forma romboédrica, limitada por estruturas NE e ENE e segmentada por estruturas de direção NW, que condiciona o curso dos rios Pomba e Muriaé. Neste compartimento são encontradas falhas de orientação NW e NE, relacionadas a duas fases tectônicas de caráter extensional com σ_3 orientado em NW-SE, para as falhas NE, e σ_3 orientado na direção NE-SW, para as falhas NW. O compartimento Campos, localizado ao longo do litoral, constitui a depressão mais extensa do grupo de compartimentos costeiros. Pode-se destacar, neste compartimento, o complexo deltaico do Paraíba do Sul. Falhas normais NE-SW afetando tanto o embasamento quanto o pacote sedimentar sobrejacente podem ser associadas a um forte lineamento NE que se estende desde a região de Maricá (RJ), passando pelo delta do rio Paraíba do Sul, prolongando-se até a margem oceânica.

São encontradas outras estruturas tectônicas que se associam a um lineamento NW que se prolonga desde o interior (compartimento Pomba-Muriaé) até o litoral, na região de desembocadura do rio Paraíba do Sul. O compartimento Além-Paraíba, na sua porção central, destaca-se pela forte orientação do rio Paraíba do Sul segundo um lineamento topográfico de direção NE (lineamento Além-Paraíba). As estruturas tectônicas encontradas (falhas normais e dextrais normais com orientação NW e WNW) são associadas à forte alinhamento topográfico NW que se prolonga até o litoral.

A fase mais antiga, transcorrência dextral, produziu falhas normais e normais dextrais NW e WNW. A forte segmentação topográfica de direção NW (compartimentos Pomba-Muriaé e Campos) é resultado deste evento tectônico (Figura 7).

A fase tectônica mais recente associa-se às falhas normais de orientação NE e ENE, correspondendo ao evento de extensão NW, de idade holocênica. Este evento tectônico

produziu um escalonamento topográfico marcante, relacionando-se aos lineamentos que delimitam compartimentos geomorfológicos de formato romboédrico.

A acumulação diferencial dos sedimentos cenozóicos nestes compartimentos sugere uma estruturação pretérita, gerando embaciamentos que podem ter sido gerados pelos eventos distensionais e transcorrentes terciários, também caracterizados pela distensão principal na direção NW.

Segundo Tomaz *et al.* (2004), através da integração dos dados estruturais obtidos em continente e na margem oceânica foi possível observar que as estruturas identificadas na plataforma continental podem estar associadas ao prolongamento de lineamentos de direção NE-SW, que se estendem desde o interior do continental até a plataforma. A este lineamento também estão relacionadas às falhas normais NE, as quais foram associadas ao regime distensivo holocênico.

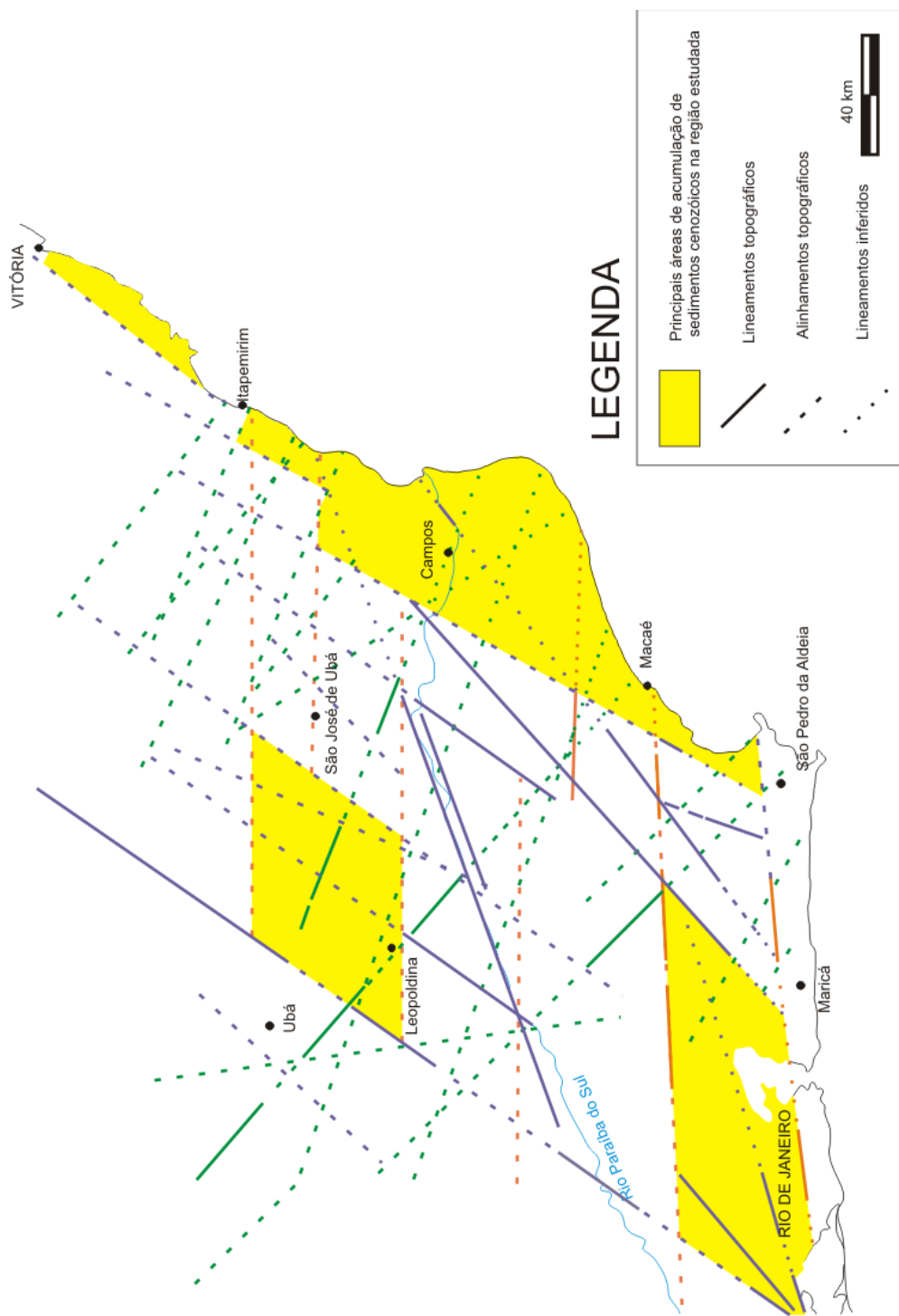


Figura 6 - Lineamentos estruturais e compartimentos morfoestruturais do NW fluminense. Simplificado de (Tomaz *et al.*, 2004).

5.0 GEOLOGIA LOCAL

5.1 Embasamento cristalino proterozóico

No mapeamento do projeto Carta Geológica do DRM-RJ Costa *et al.*, (1978) detalham o complexo Juiz de Fora e descrevem a Unidade São José de Ubá correspondendo a uma ampla faixa, de aproximadamente 12 km de largura, paralela ao curso do rio São Domingos, principal feição hidrográfica da área. As rochas que constituem esta unidade são pertencentes a fácies granulito. São rochas da Suíte Charnockítica, que sofreram recristalização metamórfica total ou quase total. Composicionalmente predominam os granulitos enderbíticos, seguidos dos granulitos noríticos e charnockíticos. Aparecem ainda intercalações locais de leptinitos, anfibolitos e rochas calciossilicatadas.

Tupinambá *et al.*, (2006) produziram uma versão atualizada do mapa do município de São José de Ubá denominado de Mapa Geológico da Bacia do Rio São Domingos (Figura 7). O Domínio Juiz de Fora, contido no Terreno Ocidental, foi subdividido em: Grupo Andrelândia, Granada e leucharnockitos, Complexo Juiz de Fora.

As rochas do Grupo andrelândia tem idade variando entre 1,0 a 0,79 Ga. Esse grupo se caracteriza por uma associação de gnaisses de origem sedimentar de composição pelítica a semi-pelítica. A sua assembléia mineral é constituída por granada, biotita e silimanita, além de quartzo, plagiocásio, k-feldspato, e zircão, turmalina, rutilo e apatita como acessórios. Bancos métricos de quartzitos e gonditos, e lentes menores de cochas calciliscáticas de cor verde são comuns. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando metamorfismo em fácies granulito. Textura migmatíticas são frequentes indicando fusão parcial.

Granada leucogranito a leucocharnockito tem idade variando entre 585 a 570 Ma. Apresentam-se foliados e sua mineralogia é composta por ortopiroxênio e/ou biotita. Essa

rocha forma corpos descontínuos ao longo dos contatos entre as rochas do complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia.

As rochas do Complexo Juiz de Fora tem idade variando entre 2,4 e 2,0 Ga. São de origem ígnea com composição variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos, metamorfasadas em fácies granulito. A mineralogia principal compreende quartzo, plagioclásio, k-feldspato, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita em proporções variadas, zircão, allanita, sulfetos e minerais opacos como acessórios.

O Domínio Cambuci, contido no Terreno Oriental, foi subdividido em: leucocharnockitos e leucognaisses, conjunto de rochas metassedimentares, lentes de mármore e lentes de anfibolito.

Leucognaisses e leucocharnockitos, com ortopiroxênio e granada. São rochas mais refratárias, como biotititos com granada, rochas calcissilicáticas, granada gnaisses quartzosos. Rochas básicas ocorrem no interior deste granitóides em forma de lentes.

O conjunto de rochas metassedimentares é composto por biotita gnaisses bandados, localmente com granada e silimanita e lentes de mármore dolomítico, texturas migmatíticas são muito comuns, com alta proporção de veios leucossomáticos, esverdeados e com ortopiroxênio.

Na base do domínio Cambuci ocorrem lentes de mármore dolomíticos localmente com diopsídio e forsterita e, lentes de anfibolito.

5.2 Hidrogeologia do aquífero fraturado da sub-bacia do córrego do Barro Branco

Ferreira (2006) estudando o aquífero por meio de através do método geofísico de eletrorresistividade com caminhamento de direção NW-SE identificou a existência de dois

tipos de aquíferos, o primeiro se dá na cobertura delgada cobertura sedimentar da sub-bacia, atingindo até 2m de profundidade. O segundo é do tipo fraturado instalado no embasamento cristalino. A recarga do aquífero se dá por uma zona de fratura de direção NE-SW, paralelo a estruturação regional dos terrenos Oriental e Ocidental e à foliação local (Tupinambá *et al.*, 2006).

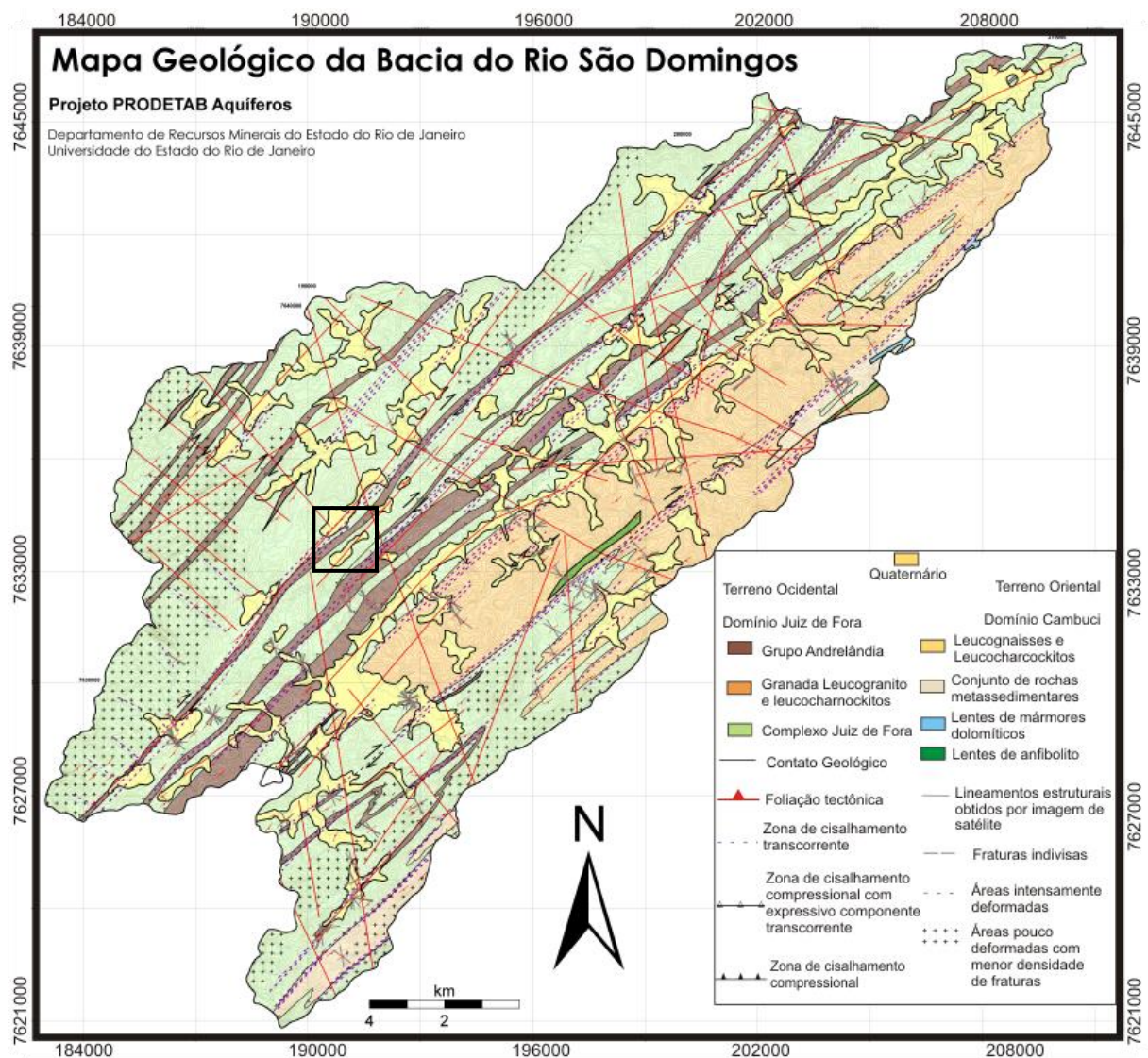


Figura 7 - Mapa geológico do Município de São José de Ubá. O quadrado preto indica a localização da Sub Bacia do Barro Branco (Tupinambá *et al.*, 2006)

6.0 MÉTODOS

Fraturas são produzidas por falhamento rúptil, e se formam quando a rocha excede seu valor crítico de tensão (Dunne & Hancock 1994). O pequeno movimento que é acomodado pela fratura é mais comumente uma abertura perpendicular ao seu plano, caracterizando as juntas, entretanto, o movimento pode ser paralelo ao plano, no caso das fraturas de cisalhamento. Na maioria dos casos o movimento é de escala microscópica. Por isso a quantidade e o sentido do movimento de uma fratura não podem ser identificados em afloramento exceto quando a fratura corta objetos pequenos (ex. fósseis ou inclusões).

6.1 Determinação da classe genética de fraturas

Fraturas de distensão são formadas na direção ortogonal a σ_3 . Angelier (1984) propôs que para estas só sejam consideradas como conjugadas se: (1) tenham sido formadas sob um campo uniforme orientado de *stress*, (2) sejam mais ou menos contemporâneas numa relação mutua de corte e contato, (3) tenham sido formadas dentro de um volume de rocha rúptil, (4) tenham se propagado orientadas segundo a cinemática do eixo principal de *stress*. Price & Cosgrove (1990) considera que há uma transição de famílias de fraturas de distensão para, fraturas oblíquas de distensão e para, fraturas distensionais de cisalhamento (Figura 8).

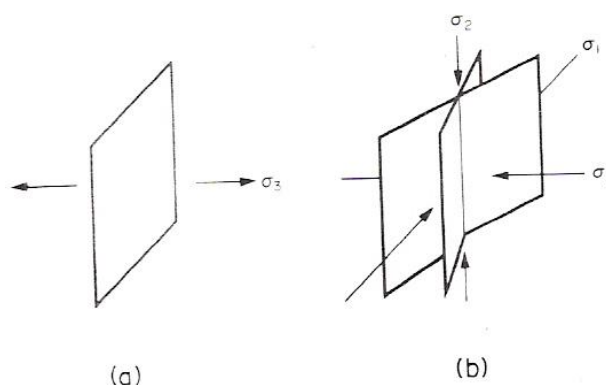


Figura 8 - Arranjo dos tensores para juntas e fraturas conjugadas (a) relação entre a fratura de distensão neoformada com σ_3 ortogonal. (b) relação entre fraturas conjugadas neoformadas e os principais eixos de tensão no momento do fraturamento

Dentro deste conceito cabe também o modelo de Riedel para um sistema de fraturas formado dentro de um campo de esforços cisalhantes, seja ele compressivo ou distensivo (Figura 9).

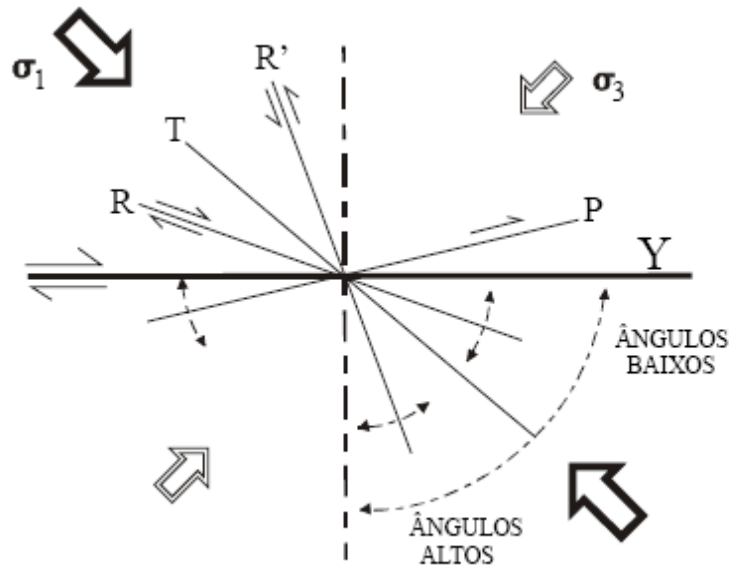


Figura 9 - Modelo de Riedel dentro de um campo de esforços direcional dextral (Petit, 1987)

Segundo Wilcox *et al.* (1973) e Tchalenko (1970), no início da deformação teria a formação de estruturas T, mas elas seriam destruídas com a progressão da deformação. As estruturas formadas posteriormente seriam as conjugadas de Riedel, R e R', sintética e antitética, respectivamente, ao movimento da falha principal. A temporalidade dessas estruturas, R e R', no decorrer da deformação, seria função da litologia e da profundidade. Porém, R teria sempre ângulos baixos (em torno de 12°), e R', sempre ângulos altos (em torno de 80°), em relação ao plano principal de cisalhamento Y. Com progressão da deformação e R' é rotacionado no sentido do binário de movimento da falha.

Dentro de uma família de fraturas é possível determinar a posição dos eixos de tensão apartir do seu ângulo de mergulho. A posição do eixo de tensão vertical determinar o tipo de esforço tectônico gerador (Figura 10):

Sigma 1 vertical – distensivo

Sigma 2 vertical – cisalhante

Sigma 3 vertical – compressivo

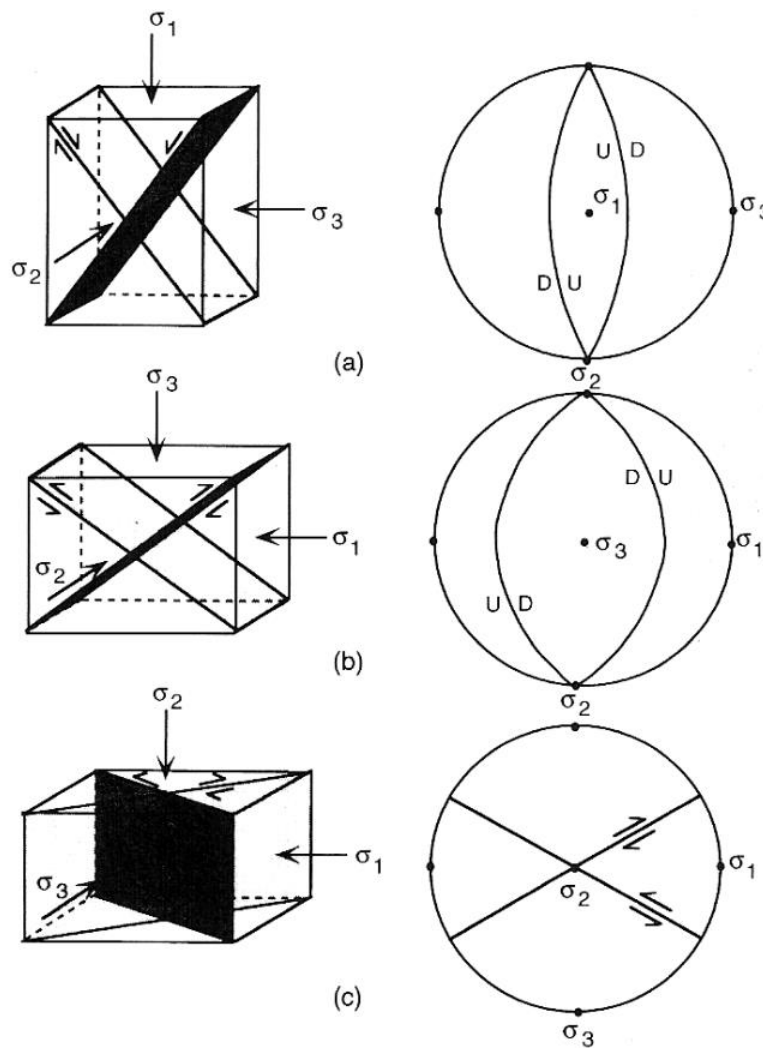


Figura 10 - Posição dos principais eixos de *stress* em (a) falhas normais, (b) falhas reversas e (c) falhas strike-slip (Yeats et al., 1997).

O ângulo 2θ entre as fraturas, mapeadas em um mesmo litotipo, definem diferentes magnitudes de tensão atuante de acordo com a hipótese de Coulomb – Mohr para fraturas de

cisalhamento rúpteis. Elas podem ser identificadas a partir do ângulo agudo entre as fraturas (Figura 11).

Fraturas de extensão $\rightarrow 2\theta = 1 - 10^\circ$

Fraturas de conjugas híbridas $\rightarrow 2\theta = 11 - 50^\circ$

Fraturas conjugadas direcionais $\rightarrow 2\theta > 50^\circ$

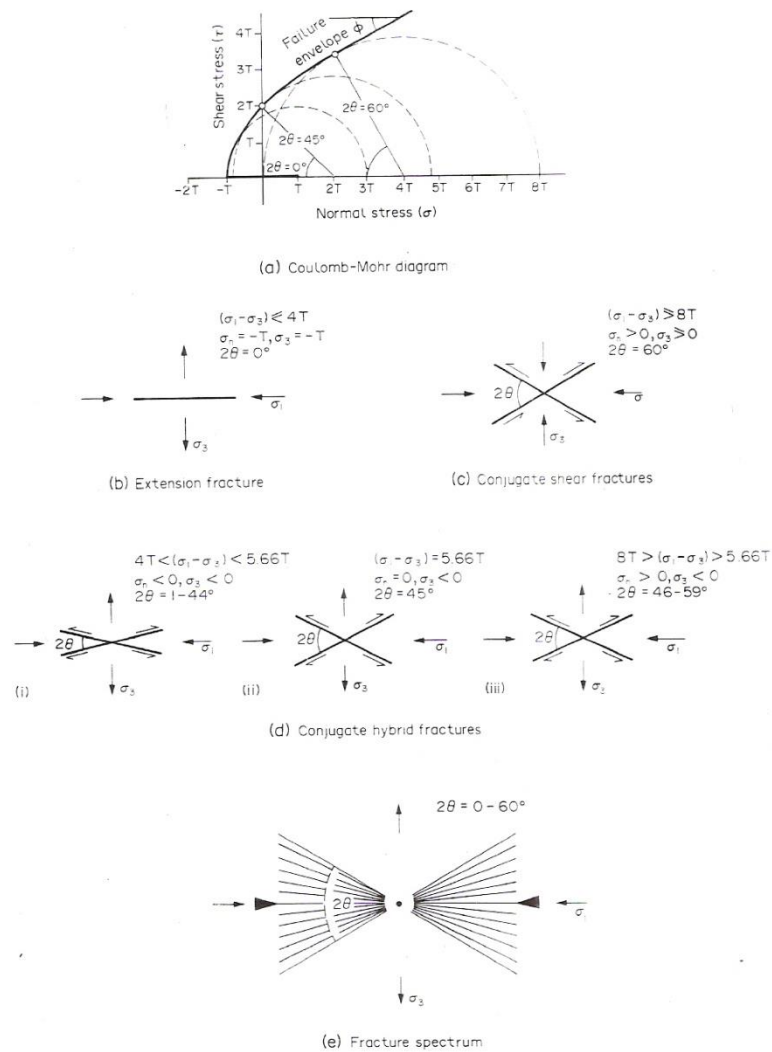


Figura 11 - Condições de tensão durante a geração de fraturas neoformadas em um corpo rochoso maciço. σ_1 e σ_3 , máximo e mínimo *stress* respectivamente; σ_n , *stress* normal; τ , *stress* cisalhante; ϕ , ângulo de fricção interna; 2θ , ângulo conjugado de cisalhamento; T , força tensiva de rocha maciça (Dunne & Hancock, 1994)

Entretanto se as orientações de σ_1 , σ_2 e σ_3 não puderem ser inferidas a partir de uma família de juntas de distensão, eles podem ser inferidos desde que: (1) um dos planos

conter o eixo linear da marca de pluma, e/ou (2) as juntas contemporâneas estiverem em disposição ortogonal. Marcas de pluma se formam paralelamente a direção de σ_1 (Figura 12). Esses tipos de fraturas conjugadas são produtos de alternância dos eixos σ_2 e σ_3 devido a sua mais ou menos igual magnitude (Caputo & Caputo, 1988).

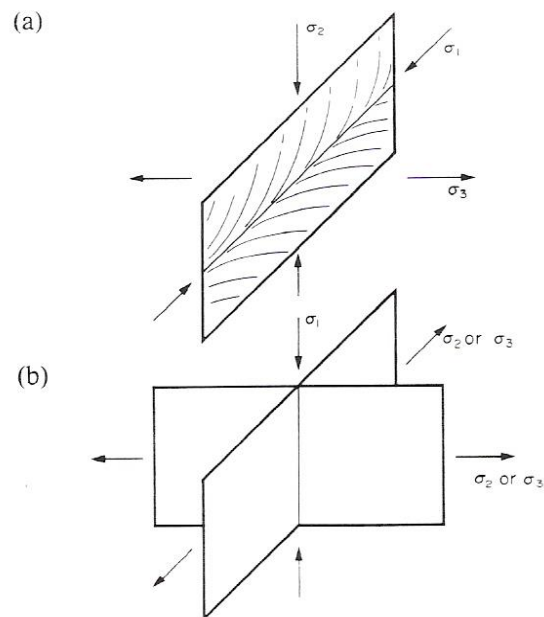


Figura 12 – Arranjo dos tensores em juntas de extensão ortogonais a) fratura de extensão simples contendo marca de pluma com eixo bem desenvolvido e (b) fraturas extensionais ortogonais contemporâneas. σ_1 , σ_2 e σ_3 , referem-se aos eixos principais de tensão máximo, intermediário e mínimo, respectivamente (Dunne & Hancock, 1994)

6.2 Caracterização de padrões de fraturamento a partir do seu arranjo geométrico

Formas em **Y** e **K** caracterizam juntas de extensão (Figura 13) que se propagam quando $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. Forma em **I** se desenvolve quando o *stress* diferencial é pequeno e, σ_3 é normal ao sistema de fraturas. Formas em **T** e **+** caracterizam famílias de fraturas de extensão ortogonais. Formas em **H** e padrões de traços em forma de escada (*grid lock*) aparecem onde pequenas juntas não-sistemáticas tem bordas em comum com juntas sistemáticas próximas (Dunne & Hancock, 1994)



Figura 13 - Descrição da arquitetura de sistemas de juntas em comparação com formas estilizadas de traços de juntas com letras do alfabeto latino. Fonte: (Dunne e Hancock, 1984)

Formas em *V*, *Y*, e *X* caracterizam sistemas conjugados de fraturas híbridas e de cisalhamento. Padrões em forma de *Y* são formados com a propagação da junta na direção de juntas próximas. Forma em *V* são normalmente formadas quando dois sistemas conjugados de juntas propagam para além da heterogeneidade, como as perturbações no topo e na base da camada. Fraturas conjugadas cruzadas definem a forma em *X* e apenas se formam onde uma junta mais nova corta outra selada. Formas em *A*, *V*, *Y* e *X* caracterizam sistemas conjugados acompanhados por juntas não sistemáticas. Embora formas em *V*, *Y* e *X* sejam traços padrões associados a fraturas conjugadas de cisalhamento, eles também podem se desenvolver quando uma distensão oblíqua é superimposta a outra (Dunne & Hancock, 1994; Davis & Reynolds, 1996).

6.3 Método dos diedros retos para determinação de paleotensões

Angelier & Mechler (1977), Angelier (1984) e Delvaux & Sperner (2003) fazem uma descrição deste método e os últimos ainda descrevem a sua utilização para estimar a razão R ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$).

Este método consiste na delimitação de zonas de compressão e distensão a partir de um ou mais dados pareados de falha e estria (Angelier & Mechler, 1977). A partir do pólo da estria e do pólo do plano traça-se um plano auxiliar que é ortogonal ao plano de falha e á

estria. Este plano em conjunto com o plano de falha delimitará no estereograma campos compressivos e distensivos (Figura 14).

Tão importante quanto o sentido de movimento da estria é o ângulo de caimento do plano ao qual ela pertence. Normalmente falhas com ângulos de mergulho maiores que 70° são formados em regime direcional, entre 45° e 70° por distensão e, menores que 45° em regime compressivo.

O exemplo a seguir mostra um plano com ângulo maior que 60° , por isso o campo compressivo fica no ângulo agudo formado entre esse plano e o seu plano auxiliar.

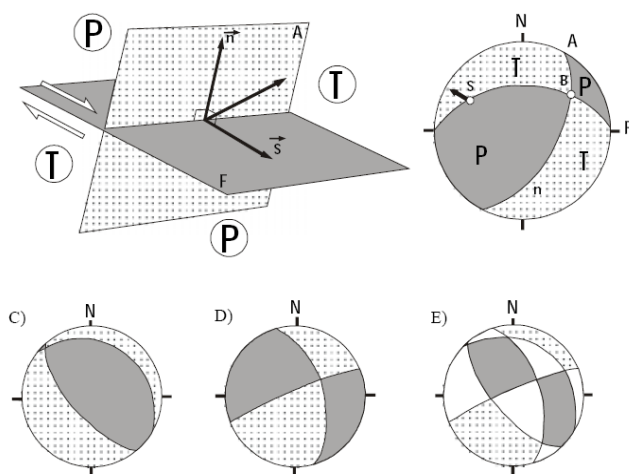


Figura 14 – Método dos diedros retos “A) Falha (F) e plano auxiliar (A) delimitando diedros compressivos (P) e distensivos (T). A direção e o sentido de movimento da falha estão representados pelo vetor unitário de movimento (s) e (n) representa o vetor unitário ortogonal à falha; B) Projeções estereográficas dos planos F e A, onde B é a intersecção dos dois, P é o diedro compressivo e T o distensivo. C) Projeção estereográfica de falha normal e seu plano auxiliar, delimitando os campos compressivo e distensivo; D) Idem à anterior, para uma falha direcional; E) Superposição das projeções estereográficas das falhas representadas em C e D, mostrando áreas 100% compressivas, em cinza, 100% distensivas, pontilhadas, resultantes da coerência desses domínios em C e D, e áreas com 50% de cada, em branco, resultantes da superposição de domínios compressivos e distensivos.” (Angelier e Mechler, 1977, *apud* Ferrari, 2001).

A plotagem dos dados de fraturas sem estria foi feita no *software* WIN-32. A inversão dos dados pareados de falhas e estrias foi efetuada computacionalmente, com a utilização do *software* WIN-TENSOR (Delvaux & Sperner, 2003).

6.4 A razão "R" e o ângulo α

A razão R, representada também pela letra grega Phi (Φ) por Angelier (1984, 1989), resulta do valor de σ_2 com relação a σ_1 e σ_3 , e é dado pela equação R ($\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) (Figura 15). Este valor visa qualificar o regime de esforços responsável pela deformação.

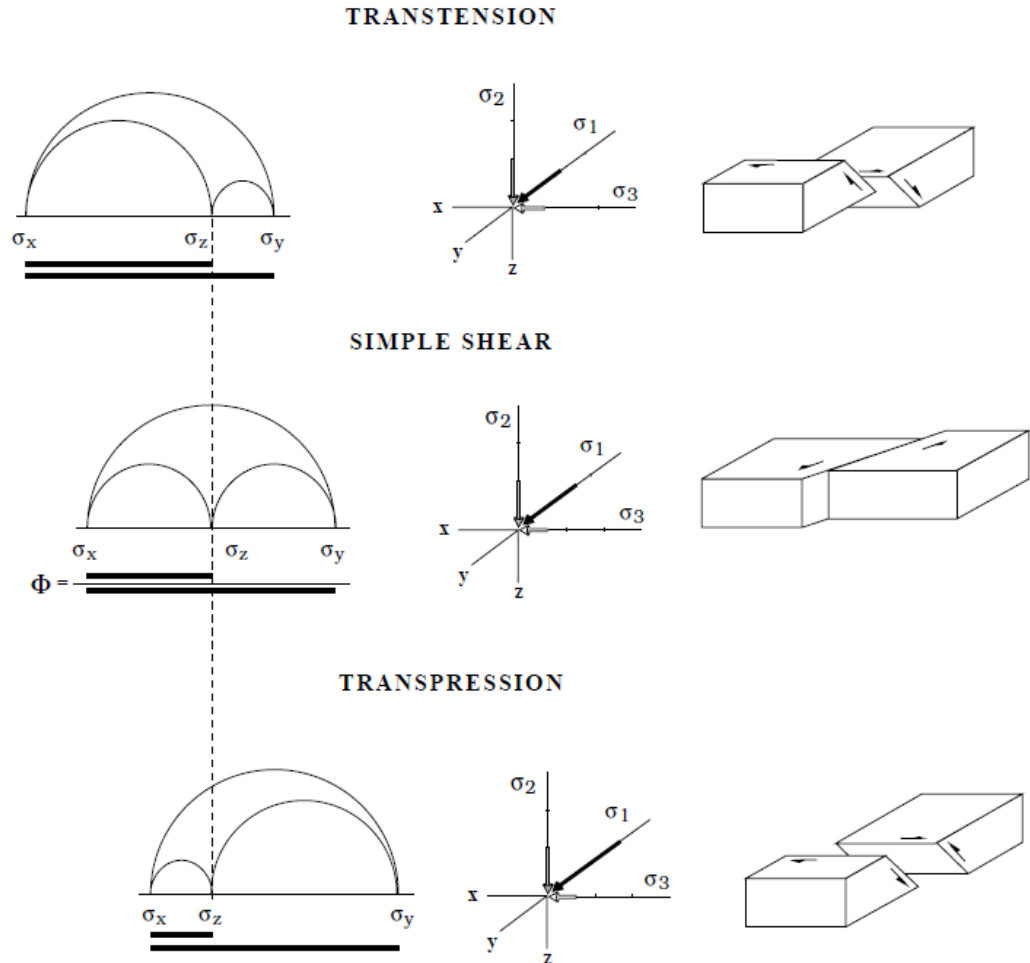


Figura 15 – Círculo de Mohr tridimensional. O tensor intermediário (σ_2) varia dentro do intervalo $\sigma_1 - \sigma_3$. Neste exemplo de campo de esforços cisalhantes, R define cisalhamento simples (R perto de 0,5), transpressão ($R < 0,25$) ou, trantração ($R > 0,75$). Retirado de Vigneresse *et al.* (1998).

O ângulo α (Delvaux & Sperner, 2003), definido por Angelier *et al.* (1985) como Δ , é o ângulo entre a estria medida e a estria teórica calculada. Neste trabalho foi usado o *software Win Tensor* que dispõe de algumas rotinas para o cálculo deste ângulo (Delvaux & Spener, 2003). Foi usada aqui neste trabalho a função F5, que é a mais apropriada para dados

mistos, constituídos de fraturas com ou sem definição de deslocamento, juntas de distensão e dados pareados de falha e estria. O modo de entrada e tratamento de dados no *software Win Tensor* são explicados por Delvaux & Sperner (2003).

6.5 Fraturamento e pressão de fluidos

Esse capítulo visa explicar o mecanismo de formação de fraturas sob a influência de pressão de fluidos (Pf), devendo-se entender como pressão de fluidos água intersticial em sedimentos, fluidos hidrotermais ou vulcânicos e, sua importância para a permeabilidade. A Figura 17 mostra a posição dos tensores principais, σ_1 e σ_3 , as fraturas geradas sob esse campo de tensão e o ângulo entre elas 2θ . Deve-se ter em mente que esta Figura descreve apenas um sistema formado por fraturas conjugadas, pois se sabe do modelo de Riedel (Wilcox *et al.*, 1973), que primeiro se formam as juntas seguidas das fraturas híbridas e finalmente as fraturas de cisalhamento. a Figura 16A mostra, de modo simples, os componentes gráficos do círculo de Mohr (Goodman, 1989). Notar que a reta com ângulo correspondente ao ângulo entre as fraturas parte da média entre os valores de σ_1 e σ_3 . Em um campo de tensão o que importa não são os valores nominais de σ_1 e σ_3 , mas sim a tensão diferencial entre eles ($\sigma_1 - \sigma_3$). A Figura 17 mostra a influência da pressão de fluidos sobre os tensores no mesmo campo de tensão (Davis & Reynolds, 1996), considerando que C (coesão) se mantenha constante, já que o fraturamento posterior de uma rocha, irá diminuir sua coesão. A região delimitada pelas retas que ligam a média entre os tensores $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ e a linha de fratura contém os ângulos entre as fraturas que podem ser geradas e ou reativadas, com relação ao eixo de tensão de maior magnitude, σ_1 , mantendo-se as mesmas orientações e magnitudes de σ_1 , σ_2 e σ_3 .

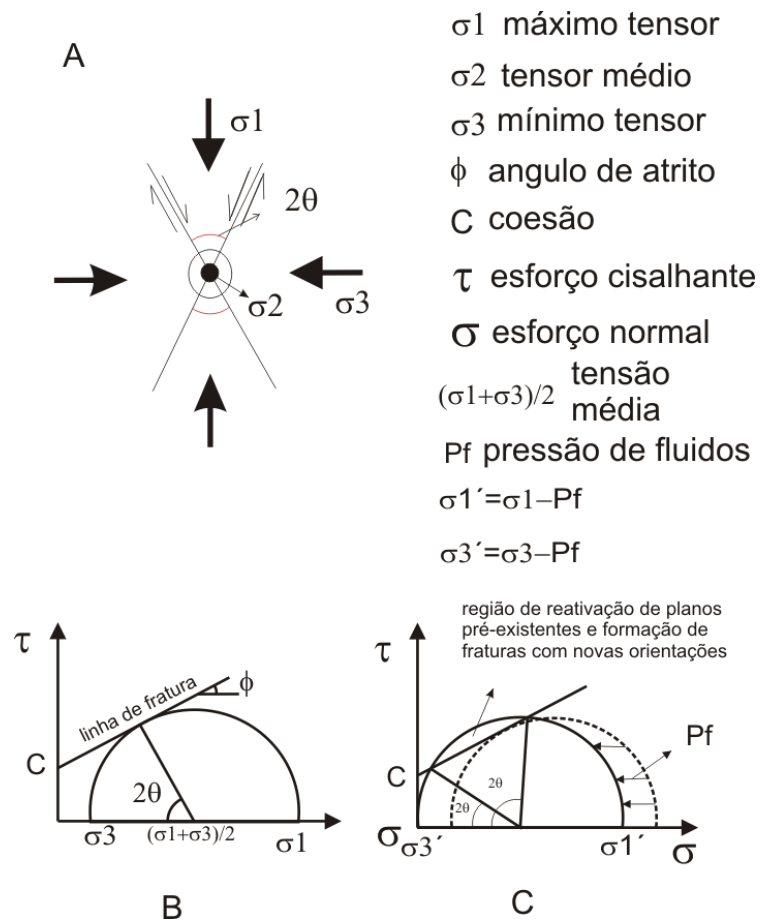


Figura 16 - Esquema, utilizando o Círculo de Mohr, mostrando a influência de pressão de fluidos na mecânica de formação de fraturas sob um determinado campo de tensões. Modificado de Davis & Reynolds (1996) e Goodman (1989).

Ressalta-se que na região Sudeste a maior parte dos eventos tectônicos de natureza rúptil mapeados, foram identificados em sedimentos, ou foram acompanhados de magmatismo. Na área de estudo o entendimento do processo de fraturamento da rocha sob influência de pressão de fluidos se faz importante devido a presença de diques de diabásio.

6.6 Direções de maior conectividade entre as fraturas

A direção de maior conectividade entre as famílias de fraturas coincide com a cruzamento entre elas, o que, considerando aquelas geradas sob um mesmo campo de tensões, coincide com a direção de σ_2 . Dessa forma, a direção e mergulho de σ_2 nesse sistema se faz muito importante, pois é nesta direção que a rocha estará mais fraturada e,

portanto, onde poderá ter maior permeabilidade (Sibson, 1996). Qualquer que seja o regime tectônico a direção de maior permeabilidade será a de σ_2 . A Figura 17, abaixo, representa um sistema de fraturas formada em um campo de tensões que pode ser adaptado para qualquer regime de deformação. Quando em regime compressional σ_1 e σ_2 são horizontais, quando transcorrente σ_1 é horizontal e σ_2 vertical e, distensivo, σ_1 é vertical e σ_2 horizontal. Nos três casos a direção de interseção entre as famílias de fraturas mantém-se paralela a σ_2 .

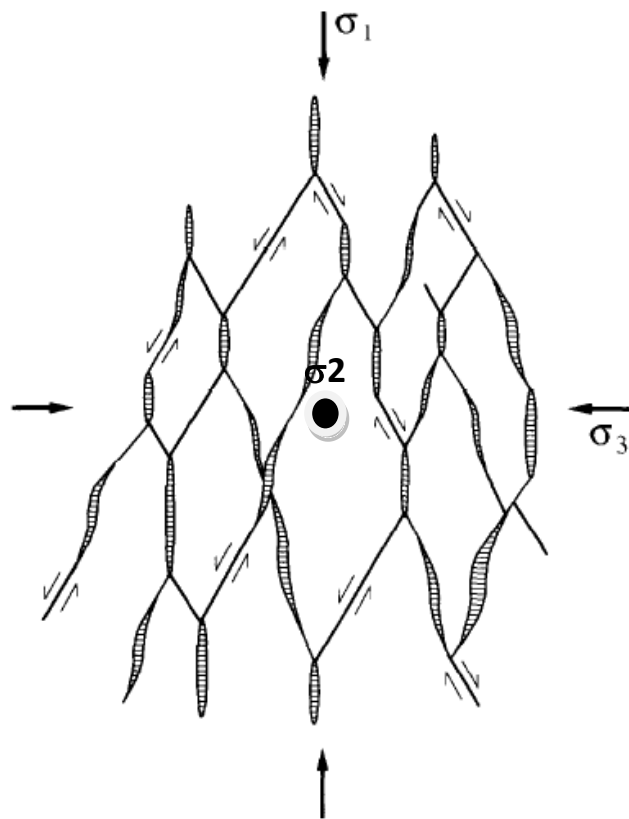


Figura 17 - Esquema mostrando conectividade entre as fraturas de cisalhamento e juntas de extensão ao longo de σ_2 (segundo Sibson, 1996)

Essas relações geométricas entre as famílias de fraturas sob um determinado regime de deformação explicam a permeabilidade potencial dos maços, porém não explicam, por si só, a acumulação de água nos mesmos. Nesse sentido, devido ao processo de erosão, a componente vertical de tensão tende a diminuir de magnitude e a componente horizontal

aumenta promovendo a formação de fraturas de alívio (Pollard & Fletcher, 2005). Estas fraturas mais novas, atectônicas, paralelas à superfície, de profundidade relativamente baixa, e com abertura significativa, têm papel importante tanto na conectividade entre as fraturas, especialmente as tectônicas de alto ângulo, como na recarga do aquífero (Figura 18).

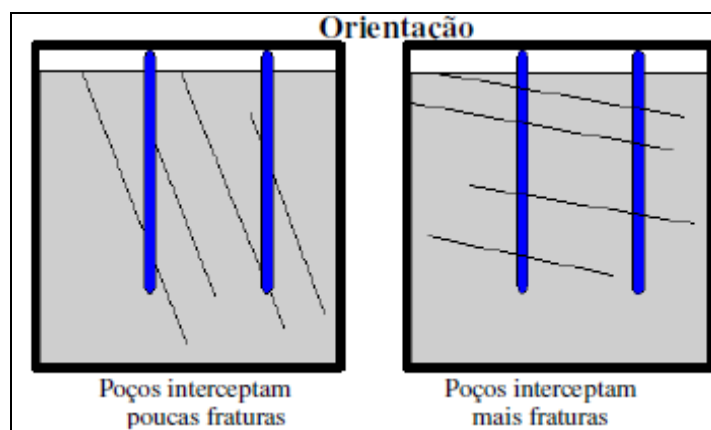


Figura 18 - Esquema mostrando a importância de fraturas de baixo ângulo para exploração de água subterrânea em aquíferos fraturados (segundo Menezes, 2005).

6.7 Significado e tratamento dos lineamentos

Segundo Hobbs (1912, *apud* Justo, 2006), lineamentos são “linhas significativas da paisagem que revelam a arquitetura escondida das rochas do embasamento” e “muitos lineamentos são idênticos às linhas sismotectônicas” e portanto são a expressão superficial da tectônica formadora do embasamento ou da tectônica vigente ou neotectônica.

Segundo Park & Jaroszewski (1994), lineamentos são a expressão superficial de falhas ou zonas de falha e estruturas associadas, e sua profundidade está relacionada com seu comprimento. Ainda de acordo com estes autores, lineamentos longos, em particular megalineamentos, representam falhas profundas que penetram até a base da crosta e, em muitos casos, até o manto litosférico.

Neste trabalho os lineamentos foram identificados a partir vales alongados e picos de morros alinhados seguindo o método de (O’Leary *et al.*, 1976). Este procedimento foi

feito dentro do *software Corel Draw 13*. O primeiro passo é separar os lineamentos em direções preferenciais. Este programa fornece o Δx e Δy destas linhas, daí, basta fazer o \arctg para obter o ângulo destes lineamentos. Então, após obtermos este ângulo temos que fazer a conversão para o quadrante adequado. Esse procedimento foi realizado para a construção da roseta de lineamentos. Para a construção da roseta foi utilizado o *software Grapher 7.0*.

7.0 RESULTADOS

7.1 Lineamentos estruturais fotointerpretados

A partir da interpretação de fotos aéreas do município de São José de Ubá foram identificadas duas direções principais de lineamentos estruturais, as direções NW-SE, NE-SW. Subordinadamente, foram identificados os lineamentos de direções E-W e N-S (Figuras 19 e 20).

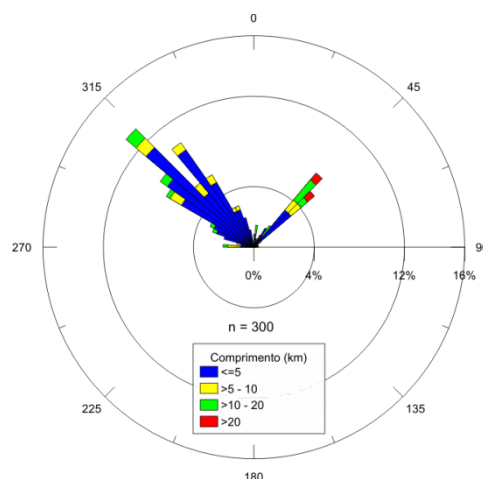


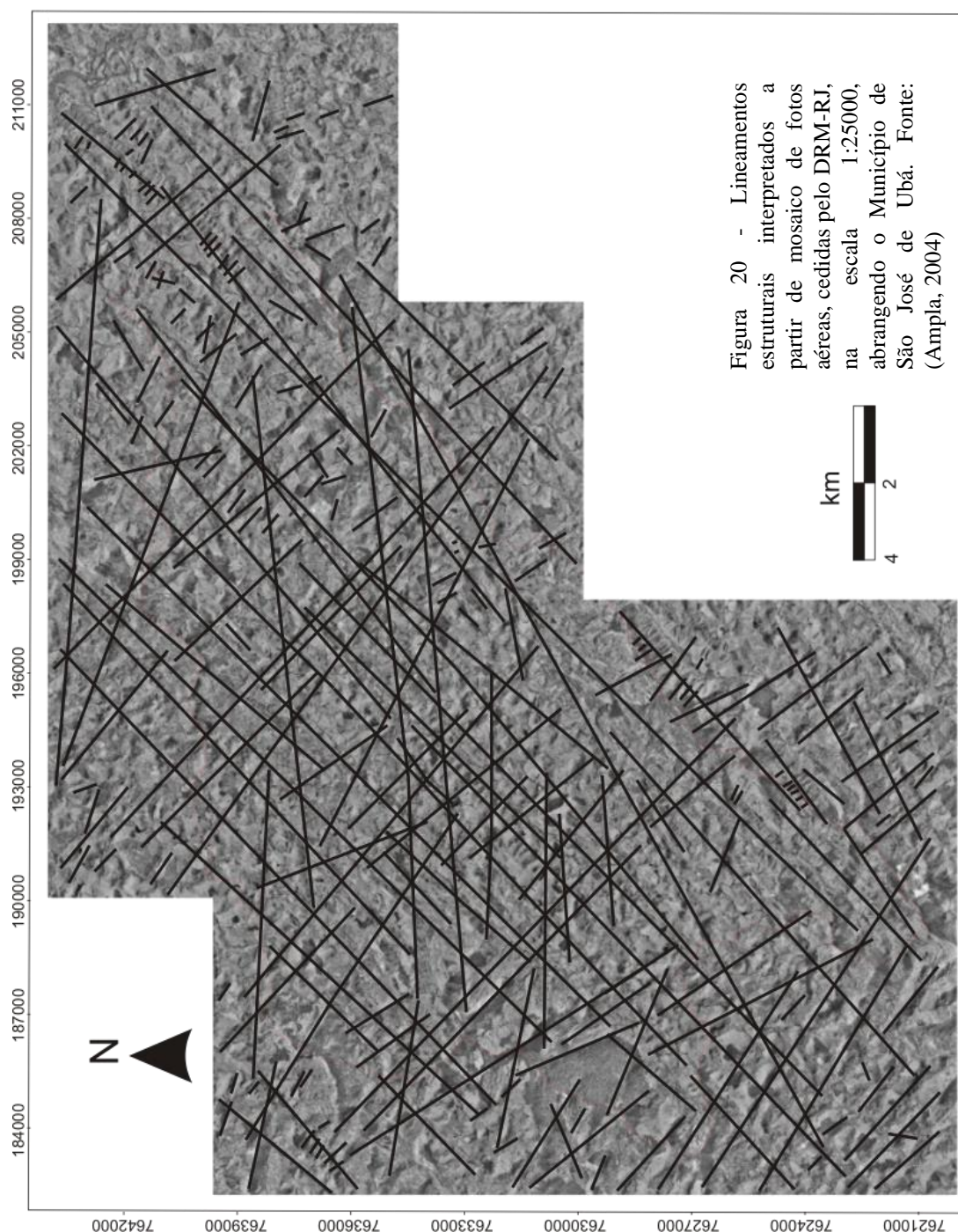
Figura 19 - Roseta mostrando densidade relativa dos lineamentos estruturais interpretados no município de São José de Ubá, considerando sua direção e comprimento.

A família de lineamentos de direção NW-SE apresenta variação de 25° em torno desta direção. É a família de maior densidade e apresenta pequena variação significativa em seu comprimento, tendo uns poucos indivíduos que atingem até 20 km de comprimento.

A família NE-SW também apresenta alta densidade, grandes comprimentos de até 25 km (Figura 20), o que sugere que esta corresponda a grandes falhas geológicas. Como esta família é paralela a zona de cisalhamento representada pelo limite tectônico central, estes lineamentos são a expressão regional desta estrutura dúctil.

A família de lineamentos de direção E-W tem de baixa densidade e atinge cerca de 15 km de comprimento (Figura 20). Apresenta-se dispersa e aleatoriamente distribuída, possivelmente indicando estruturação mais tardia, influenciada pelas estruturas pré-existentes.

A família de lineamentos de direção N-S é a de menor densidade e atingem cerca de 18 km de comprimento (Figura 20). Apresenta-se dispersa e aleatoriamente distribuída, possivelmente indicando estruturação mais tardia, influenciada pelas estruturas pré-existentes.



7.2 Famílias de fraturas identificadas na sub-bacia do barro branco

Todos os dados de fraturas foram coletados no embasamento proterozóico da sub-bacia do córrego do Barro Branco. Para realização da análise geométrica e cinemática, as

fraturas coletadas num mesmo afloramento foram divididas em famílias. A correlação temporal foi feita a partir das relações de corte e morfologia das fraturas e por correlação com os eventos deformacionais referenciados na literatura. As correlações entre as análises geométrica, cinemática e dinâmica da deformação identificada nos diques de diabásio, do Eocretáceo, também foram utilizadas nas inferências cronológicas das deformações responsáveis pela geração das famílias de fraturas identificadas na área de estudo.

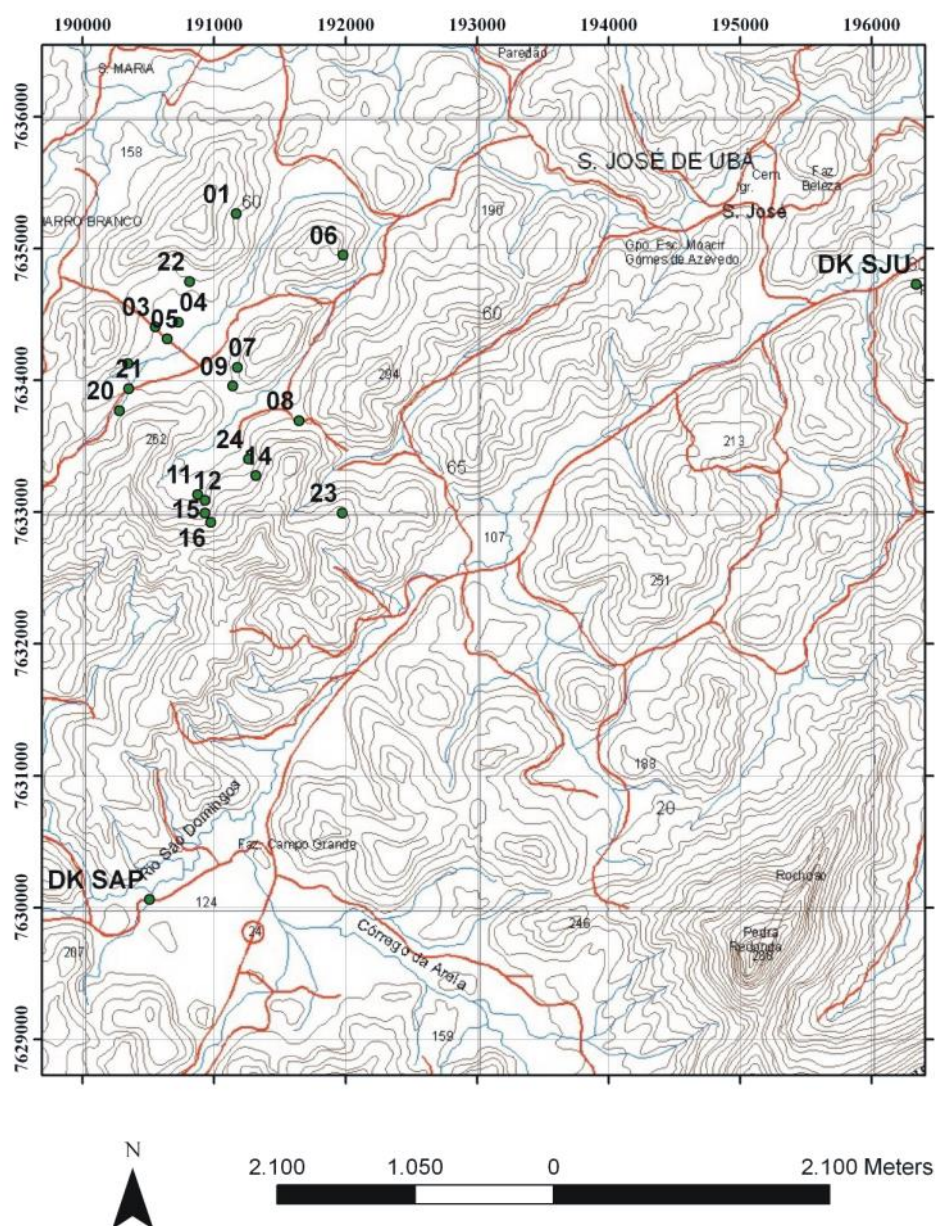


Figura 22 - Localização dos afloramentos visitados.

As direções de fraturas NW-SE e NE-SW são as mais persistentes (Figuras 22 e 27). As direções N-S, ENE-WSW a WNW-ESE também são observadas, porém em menor proporção.

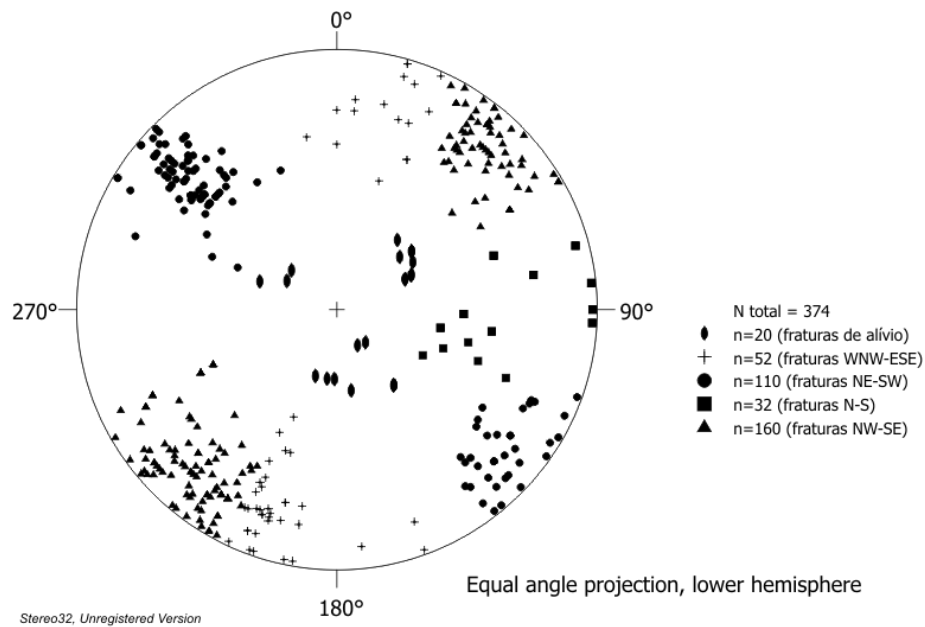


Figura 21 – Projeção estereográfica mostrando pólos das famílias de fraturas identificadas nas rochas do embasamento proterozóico da sub-bacia de Barro Branco.

7.2.1 Fraturas paralelas à foliação

As fraturas paralelas a foliação se caracterizam pela persistência do seu *strike* na direção NE-SW e mergulhos altos a médios principalmente para sudoeste. Essa família possuiu grande densidade na área e abertura pequena

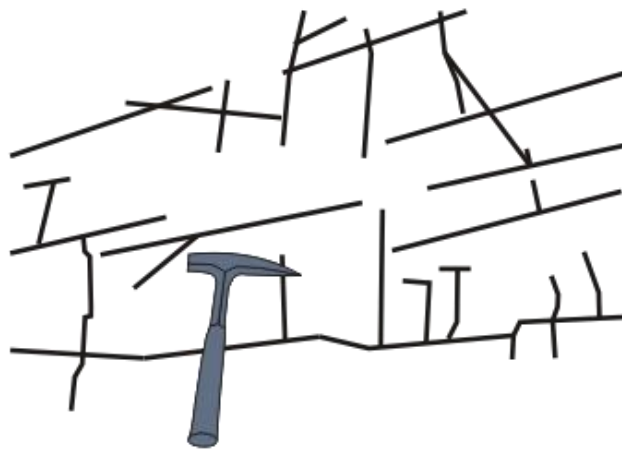


Figura 22 - Arranjo ortogonal entre fraturas NE-SW, paralelas à foliação metamórfica, e juntas NW-SE (ponto 4). O cabo do martelo aponta para sul.

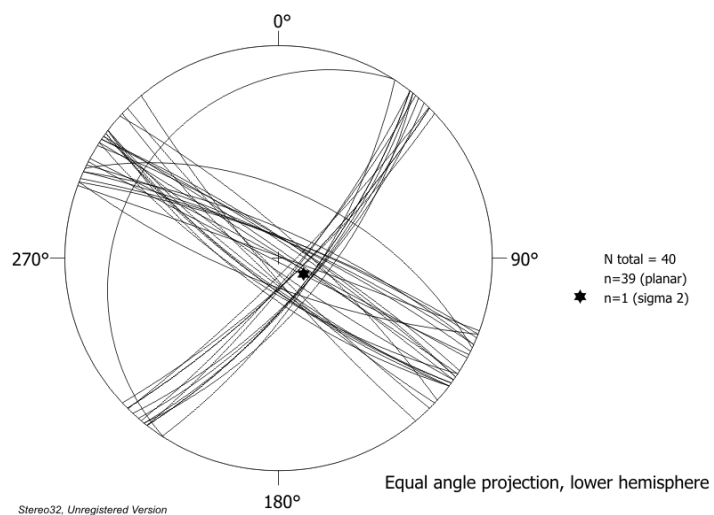


Figura 23 - Projeção ciclográfica de fraturas de alto ângulo de mergulho paralelas a foliação metamórfica NE-SW e juntas de extensão, também de alto ângulo de mergulho, de direção NW-SE (ponto 4).

7.2.2 Fraturas de direção NW-SE

Essa família de fraturas se caracteriza por mergulhos altos e paralelismo persistente, indicando tratar-se de junta. As juntas compõem a família de fraturas mais persistente no embasamento e foram encontradas em todos os afloramentos estudados. Estas se caracterizam pela persistência do seu *strike*, com uma pequena dispersão tanto para leste quanto para oeste, e mergulhos altos. É a família de fraturas tectônicas que possui maior abertura e densidade na área.



Figura 24 - Juntas de distensão de direção NW-SE (ponto 14). A seta aponta para o norte. Notar abertura entre os planos.

7.2.3 Fraturas de direção WNW-ESSE

A família de direção WNW-ESE é caracterizada mergulhos altos tanto para norte quanto para sul. Ela ocorre com baixa densidade, em afloramentos situados nas bordas leste e sudeste da sub-bacia de Barro Branco.

7.2.4 Fraturas de direção N-S

A família de fratura de direção N-S se caracteriza por uma variação de até 35° no *strike* e mergulho entre 50 e 60°. De pouca densidade na área mapeada e nenhuma abertura entre planos.

7.2.5 Fraturas de baixo ângulo de mergulho

Esta família de fraturas apresenta angulo de mergulho normalmente em torno de 10 a 20°, tem direção variada, seguindo aproximadamente o relevo local. Apresentam-se com espaçamento decimétrico e, em geral, mostram-se abertas (Figuras 29 a 31).

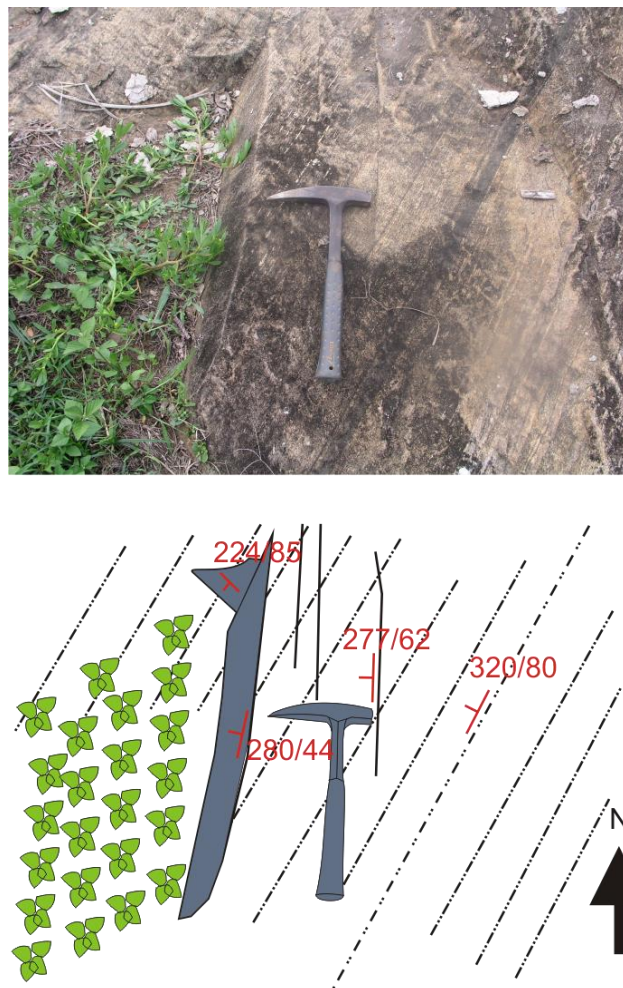


Figura 25 – Arranjo da família de fraturas N-S, caracterizada pela persistência da direção e com mergulhos intermediários. Ocorrem cortando juntas de extensão e fraturas paralelas a foliação milonítica NE-SW (Ponto 21).

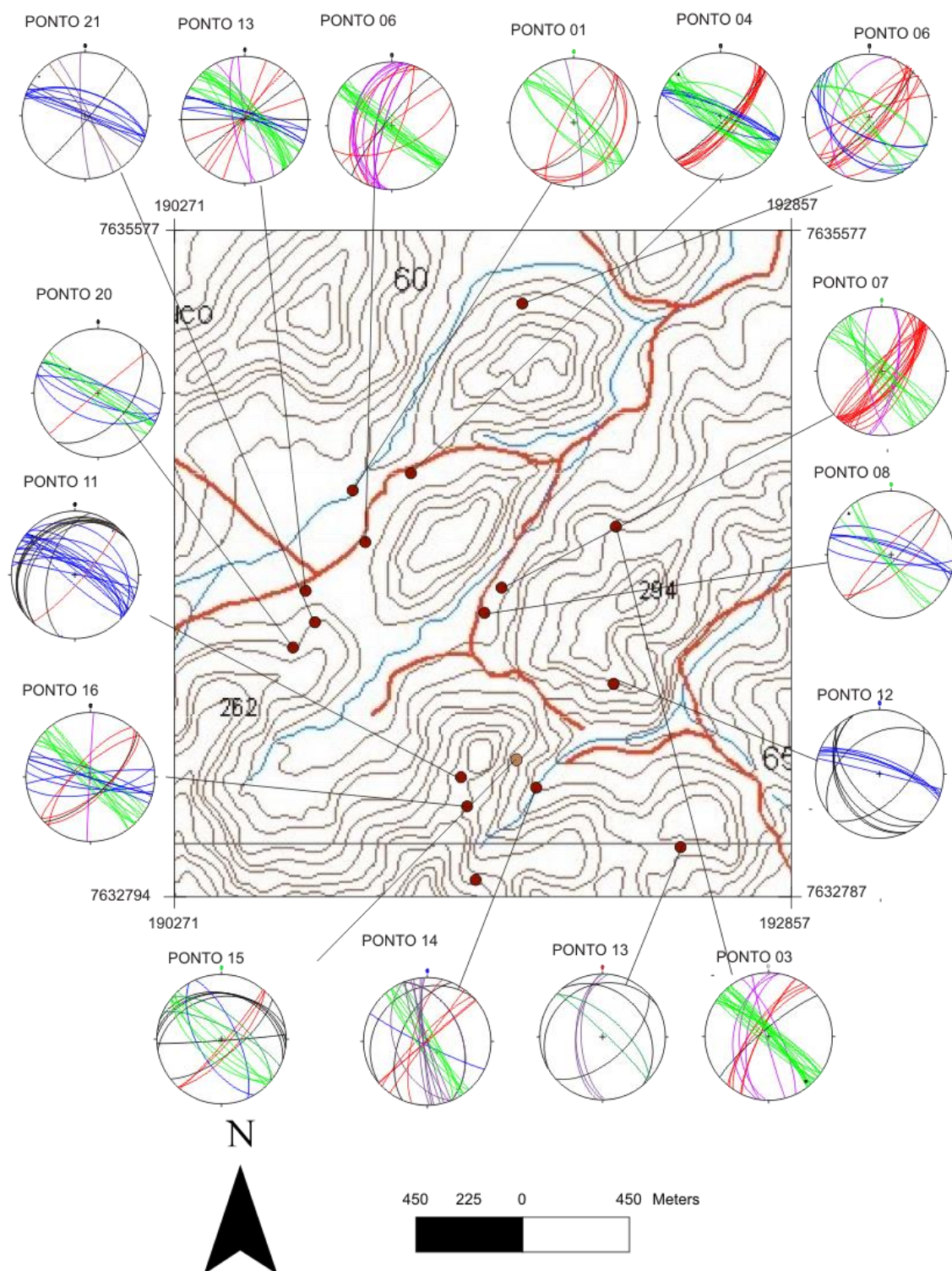


Figura 26 – Mapa de localização dos pontos estudados e seus respectivos estereogramas com as projeções ciclográficas das famílias de fraturas não preenchidas identificadas na sub-bacia do Barro Branco.

7.2 Percolação e acumulação de água no aquífero fraturado de Barro Branco

Os afloramentos estudados na sub-bacia de Barro Branco mostram que a maioria dos cruzamentos das famílias de fraturas identificadas são verticais a subverticais (Figura 28), coincidindo com a direção do eixo de tensão intermediário σ_2 .

Nesse contexto as fraturas de alívio (Figura 29) têm importante papel, não apenas na recarga do aquífero, mas, também, na sua interconectividade. As Figuras 29 e 30 mostram que fraturas de baixo ângulo conectam as fraturas de alto ângulo e é no cruzamento entre elas que há maior permeabilidade. Essa propriedade é mais efetiva quando estas fraturas de baixo ângulo são de alívio, ou seja, suficientemente abertas, levando a uma maior capacidade de percolação de água (Figura 30).

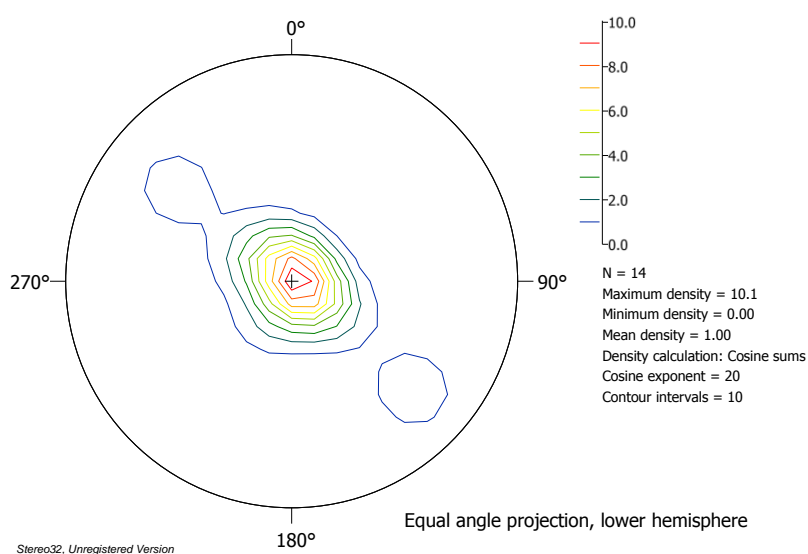


Figura 27 - Direção de σ_2 dos afloramentos estudados nas bordas do aquífero fraturado de Barro Branco

Esse grupo de fraturas de baixo ângulo se faz importante porque se conecta às outras famílias de fraturas transportando a água das áreas de maior relevo adjacentes para dentro do

vale, aumentando a recarga do aquífero fraturado da sub-bacia. Fraturas de mergulho baixo são importantes, também, porque um poço vertical pode cortar um número maior delas.



Figura 28 - Fratura alívio, de baixo ângulo de mergulho, com abertura centimétrica a decimétrica. Borda sul da sub-bacia (Ponto 12).

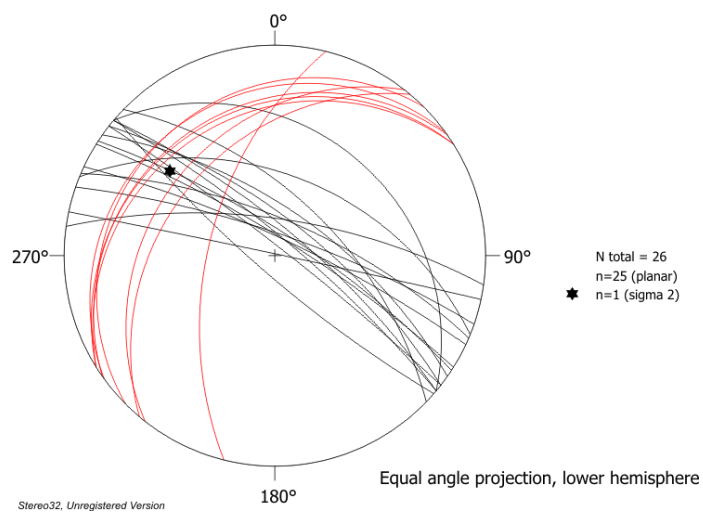


Figura 29 - Estereograma com projeções ciclográficas das fraturas presentes no ponto 11. Em vermelho fraturas de alívio e, em preto, juntas.

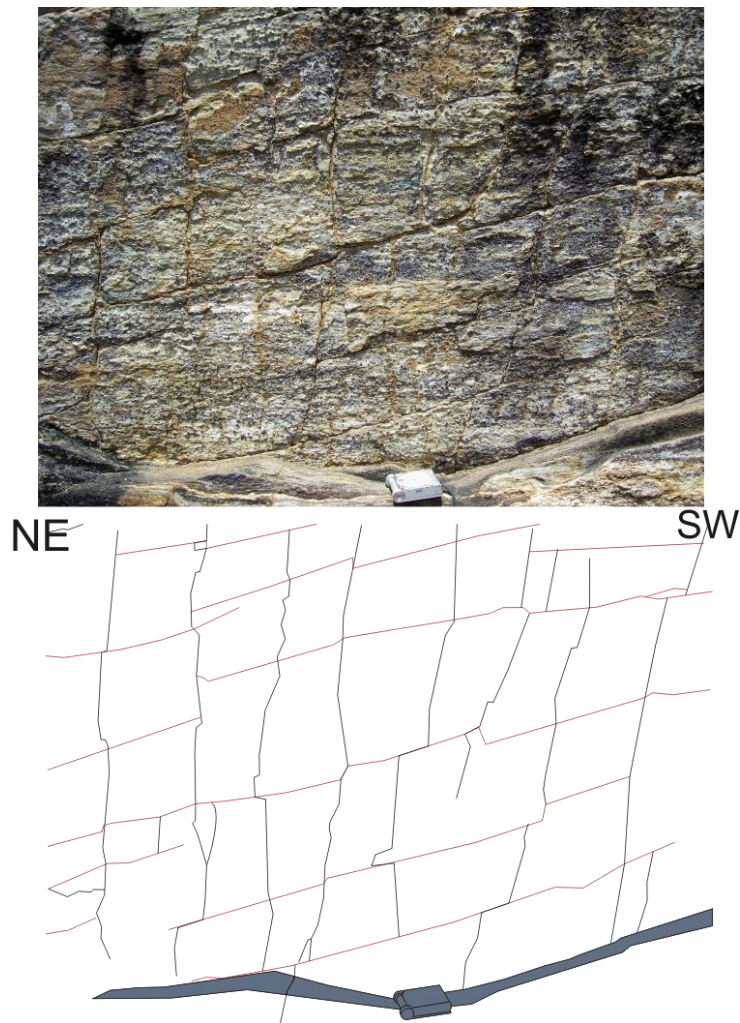


Figura 30 - Arranjo de fraturas verticais e horizontais em afloramento (ponto 11) em perfil no plano da foliação local. Em vermelho fraturas de alívio e, em preto, juntas.

7.3 Fraturas preenchidas – diques de diabásio

Foram estudados dois afloramentos onde rochas do embasamento proterozóico são cortadas por diques de diabásio. Estes afloramentos se localizam ao longo da rodovia RJ 186, na periferia da cidade de São José de Ubá. Os diques de diabásio apresentam microfalhas nas suas bordas e no seu interior. Os dados de orientação dos planos de falhas e de estrias associadas foram tratados com o auxílio do *software Win Tensor* (Delvaux & Sperner, 2003). Angelier & Mechler (1977) fornecem a base teórica para o entendimento da mecânica

envolvida no processo de redução dos tensores. Para definição do ângulo α foi utilizada a função F5, própria para dados mistos, envolvendo fraturas sem estrias aparentes e dados pareados de falha e estria.

Os diques apresentam espessura de até 8m, mergulhos altos, e orientação oblíqua à da foliação local (Figura 32). A ausência de metamorfismo no dique e a granulometria mais fina nas bordas, indicam sua filiação ao magmatismo Eocretáceo.

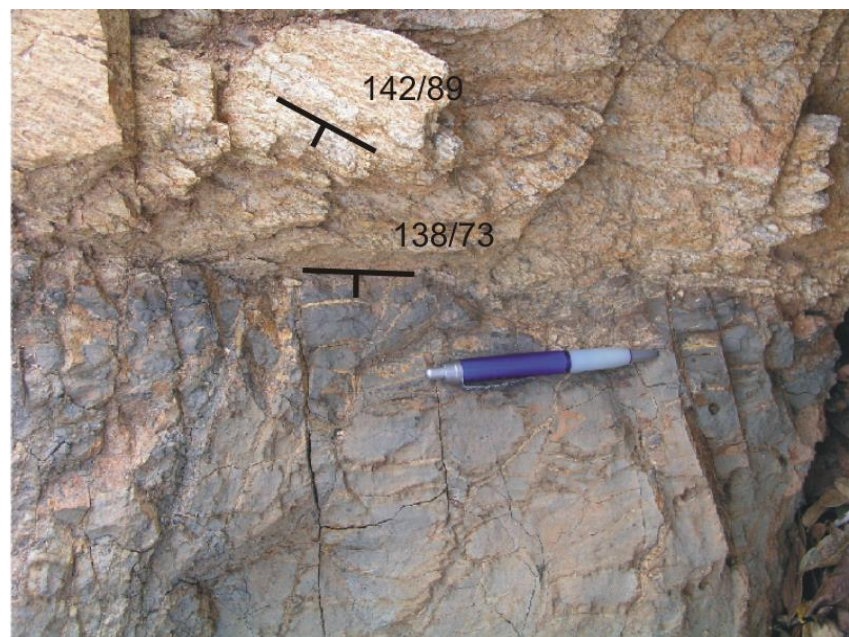


Figura 31 - Contato entre dique de diabásio e o gnaiss granítico encaixante. Afloramento localizado em saibreira abandonada, no km 52 da rodovia RJ-186, próximo ao limite entre os municípios de São José de Ubá e Santo Antônio de Pádua (Ponto DK SAP).

A orientação discordante entre a foliação da encaixante e o dique de diabásio (Figura 33) sugere que a intrusão se deu sob um campo de esforços oblíquo às direções de fraqueza do embasamento.

7.4.1 Pedreira na entrada de São José de Ubá

Esta pedreira se localiza 200 metros a leste da entrada da cidade de São José de Ubá (ponto DK SJU, Figura22). O dique de diabásio aí aflorante apresenta juntas de extensão, caracterizadas por superfície plumada, de direção NE-SW e microfalhas direcionais, de direção NNW-SSE com estrias sub-horizontais dextrais (Figura 34 e 35). Elas foram geradas em um campo de esforços EXTENSIONAL direcional (*Strike-Slip EXTENSIONAL*), com o eixo de esforço principal (σ_1) vertical e eixo de esforço intermediário (σ_2) horizontal, com direção NE-SW, o eixo de menor esforço (σ_3) horizontal e ortogonal a ele (Figura 33). O alto valor da razão de esforço, $R=0.90$, indica que σ_1 e σ_2 têm magnitudes próximas.

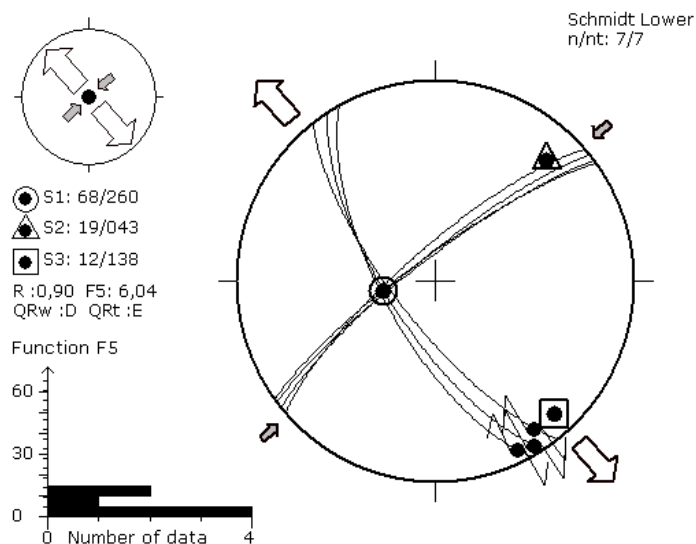


Figura 32 – Estereograma com representação ciclográfica de fraturas T e microfalhas de rejeito dextral afetando a borda e o interior do dique de diabásio (Ponto DK SJU).



Figura 33 - Duas famílias de fraturas internas ao dique de diabásio: fraturas sem estrias, a esquerda da foto, e de cisalhamento dextrais, a direita (Ponto DK SJU).

Este mesmo afloramento apresenta em um de seus contatos com a encaixante planos lisos e envernizados. Espelhos de falha em rocha muito alterada indicam tectônica recente (Figura 36) ou, pelo menos, posterior a intrusão dos diques de diabásio.

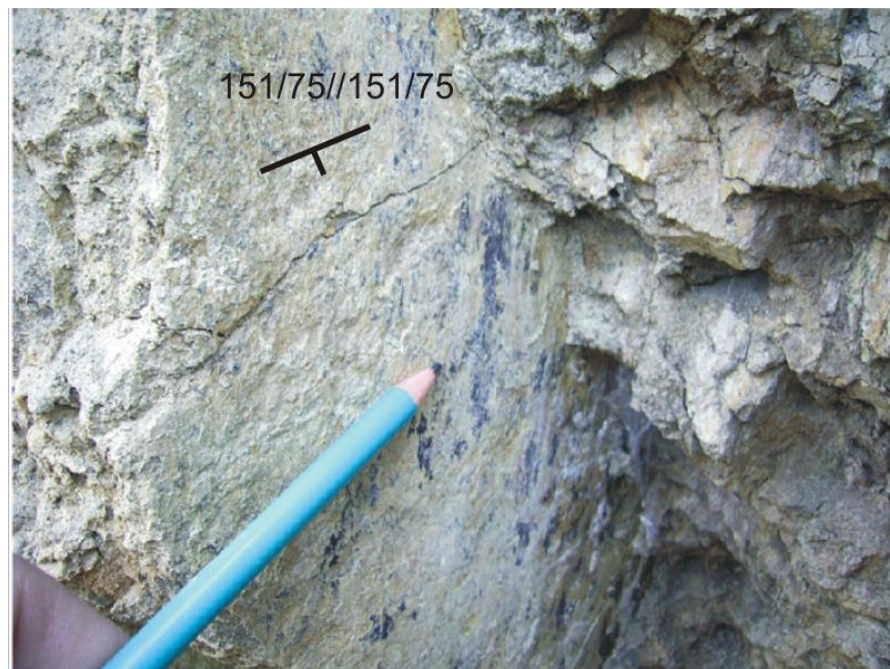


Figura 34 - Plano liso envernizado apresentando estrias *down-dip* na borda alterada de dique de diabásio (Ponto DK SJU).

Na Figura 37 estão representadas microfalhas normais de direção NE-SW e ENE-WSW. A inversão dos dados indicou que essas estruturas foram ativadas por um campo de paleotensões EXTENSIONAL Puro (*Pure EXTENSIVE*), onde o eixo de tensões máximo (σ_1) posiciona-se na vertical, o eixo de tensões mínimo (σ_3) é horizontal e orienta-se na direção NW-ES, e o eixo de tensões intermediário (σ_2) posiciona-se também na horizontal, na direção NE-SW.

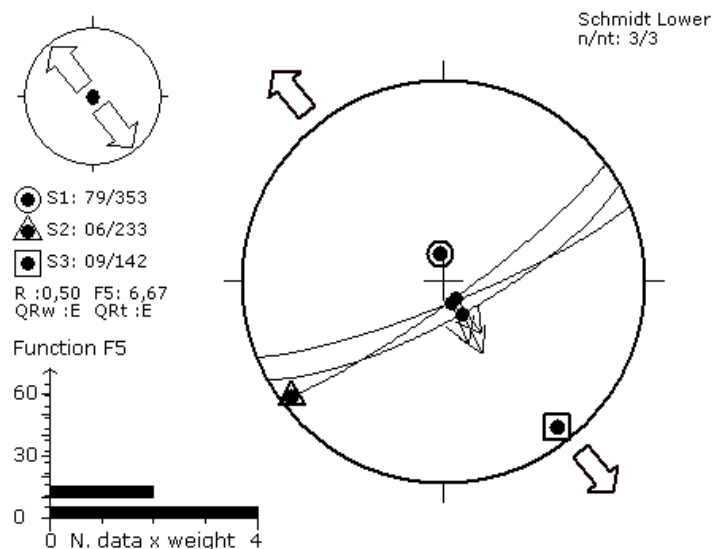


Figura 35 - Microfalhas normais em diabásio alterado (Ponto DK SJU).

7.4.2 Fazenda campo grande

Este afloramento se localiza em uma saibreira abandonada a 17 km a oeste da entrada da cidade de São José de Ubá, na rodovia RJ-168, no trecho entre Santo Antônio de Pádua e São José de Ubá, próximo a entrada da fazenda Campo Grande.

Este afloramento apresenta microfalhas dextrais de direção NNE-SSW e fraturas de extensão de direção ENE-WSW (Figura 38). Elas foram geradas em um campo de esforços DIRECIONAL extensional (*Extensive STRIKE-SLIP*), com o eixo de esforço principal (σ_1) horizontal e com direção NE-SW, o eixo de menor esforço (σ_3) também horizontal e

ortogonal a ele, e o eixo de esforço intermediário (σ_2) vertical (Figura 38). O alto valor da razão de esforço, $R=0.90$, indica que σ_1 e σ_2 têm magnitudes próximas.

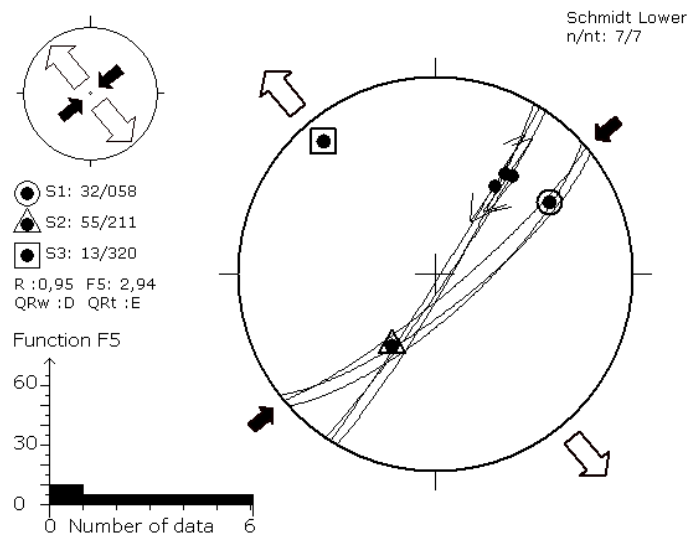


Figura 36 - Fraturas mapeadas no afloramento Fazenda Campo Grande (Ponto DK SAP)



Figura 37 - Microfalha com estrias sub-horizontais dextrais em dique de diabásio (Ponto DK SAP)

8.0 DISCUSSÃO

O estudo dos lineamentos que afetam o embasamento proterozóico na cidade de São José de Ubá permitiu a identificação de duas direções principais de lineamentos, NW-SE e NE-SW e, subordinadamente, N-S e E-W. A maior continuidade e densidade dos lineamentos de direção NE-SW e NW-SE sugerem que estas direções sejam mais antigas do que as N-S e E-W e que tenham maior influência na recarga do aquífero.

Segundo Colleen & Zoback (1997) as fraturas paralelas ao campo de tensões vigente são mais importantes para a recarga do aquífero. No Gráben da Guanabara o campo de tensões mais novo é uma distensão E-W (Ferrari, 2001), e no Gráben do Rio Paraíba do Sul o campo de tensões mais novo uma compressão E-W (Salvador & Riccomini, 1995). Estes campos de tensões podem ter afetado a sub-bacia do Barro Branco, pois as estruturas de direção E-W e N-S são de pequena continuidade e baixa densidade evidenciando sua idade mais nova (Justo, 2006). Porém, a baixa densidade e a pequena abertura observada nestas direções, fazem das fraturas N-S e E-W, serem de pouca importância para a recarga do aquífero.

A etapa de campo identificou que a maioria das fraturas em afloramento é de alto ângulo de caimento. Segundo Hancock (1989), fraturas se propagam, em geral, até 0.5 km na crosta, sendo, portanto, importantes para a recarga de aquíferos. Segundo Sibson (1996) a direção principal de percolação de água em um meio fraturado está relacionado ao cruzamento das fraturas que, em um sistema de fraturas contemporâneas, corresponde a direção de σ_2 .

O estudo das fraturas na sub-bacia de Barro Branco permitiu a identificação de quatro famílias de fraturas afetando o embasamento, contemporâneas ou não entre si. A identificação da direção de intercessão das famílias de fraturas para cada afloramento estudado mostrou que a sua direção predominante é NW-SE, com maior persistência de

caimento em ângulos altos, próximos de 90°. Esta geometria reflete a influência do cruzamento entre as juntas NW-SE com as fraturas paralelas a foliação, de direção NE-SW, que são as famílias de fraturas de maior densidade e que apresentam mergulhos altos, próximos a 90° (Figura 39).

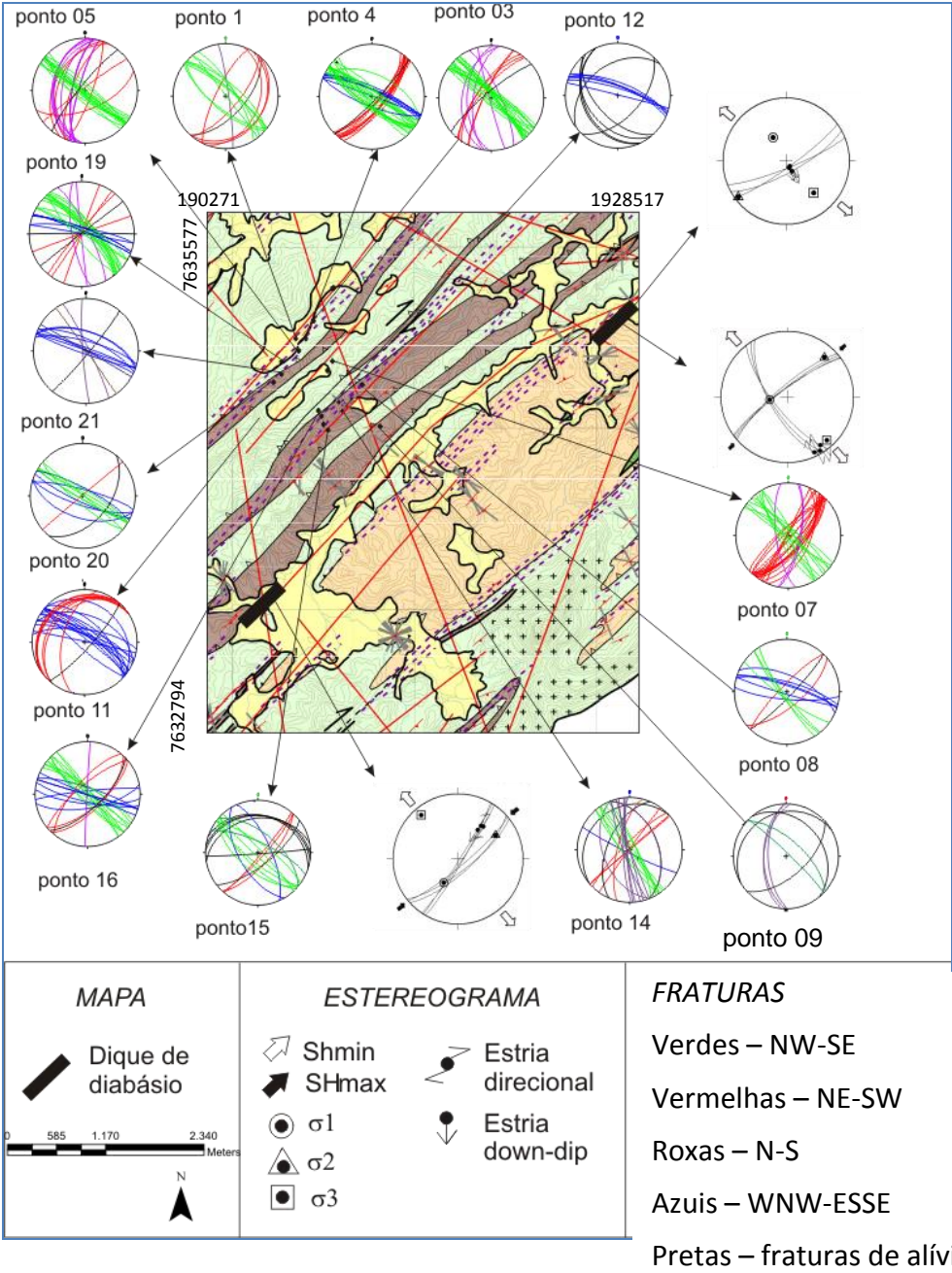


Figura 39 - Síntese dos dados de fraturas identificadas na sub-bacia do córrego do Barro Branco. Legenda para geologia cf. Figura 7.

O estudo do fraturamento nos diques de diabásio, em especial, e a correlação com fases de deformação reconhecidas regionalmente, forneceram parâmetros para inferência da cronologia de eventos tectônicos rúpteis na área (Mello & Ferrari, 2003; Riccomini *et al.*, 2004). A direção NE-SW, que está ligada, na sua origem, à foliação proterozóica, foi reativada no Eocretáceo, com a intrusão dos diques de diabásio e, possivelmente, no Eoceno. No primeiro caso, a intrusão dos diques de diabásio no Eocretáceo se deu dentro de um campo de paleotensões DISTENSIONAL direcional gerado por uma distensão com σ_3 posicionado em NW-SE, porém com componente direcional dextral. No segundo caso, os diques de diabásio registram uma posterior reativação dada por um paleocampo de tensões DISTENSIONAL Puro com σ_3 posicionado em NW-SE. Esse evento é compatível com a extensão NW-SE registrada nos sedimentos eocênicos a oligocênicos do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

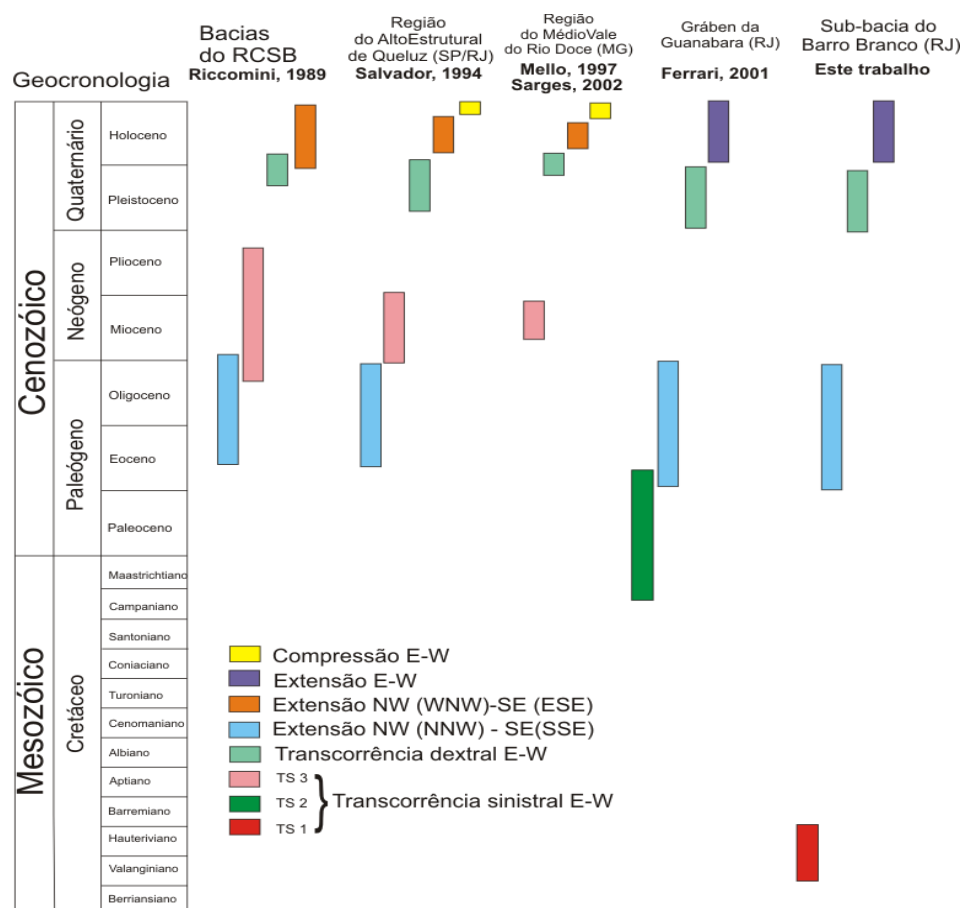


Figura 38 - Síntese dos eventos deformacionais que afetaram a sub-bacia do córrego do Barro Branco

No caso das juntas de distensão NW-SE, elas podem ter sido formadas concomitantemente à intrusão dos diques de diabásio, no Eocretáceo, e reativadas pela transcorrência dextral E-W pleistocênica identificada regionalmente (Mello & Ferrari, 2003).

A família de fraturas de direção WNW-ESE pode ter sido gerada ou reativada pela transcorrência dextral E-W pleistocênica identificada regionalmente. A família de direção N-S é correlacionável com o evento de distensão E-W de idade holocênica (Salvador, 1994; Riccomini, 1995, Ferrari, 2001; Melo & Ferrari, 2003). Este evento também foi identificado por Tomáz *et al.* (2003) no compartimento Ubá.

Com base no comportamento dos lineamentos estruturais fotointerpretados e no estudo das fraturas em afloramento, pode-se afirmar que as de direção NW-SE e NE-SW são as mais densas e mais velhas. Neste último caso, não apenas por sua continuidade, mas

também pelas relações de corte em afloramento. Ambas são compatíveis com uma geração contemporânea ao evento de abertura do oceano Atlântico, e reativadas no Pleistoceno e Eoceno-Oligoceno, respectivamente. A densidade dessas fraturas em afloramento, e a densidade e prolongamento dos lineamentos, são reflexo dessa história estrutural. A interseção vertical dessas duas famílias tem importante papel na ampliação da densidade de fraturas, coincidente aí com a direção do eixo intermediário de tensão. As fraturas de direção NW-SE e NE-SW, em conjunto com as fraturas de alívio, formam o sistema que é responsável pela recarga do aquífero. O papel do intemperismo, responsável pelo espessamento do regolito e pela ampliação da abertura das fraturas, e da camada delgada de sedimentos acima do aquífero também se faz importante, pois acumulam a água que será posteriormente infiltrada nas fraturas, potencializando a recarga do aquífero fraturado (Coriolano, 2002).

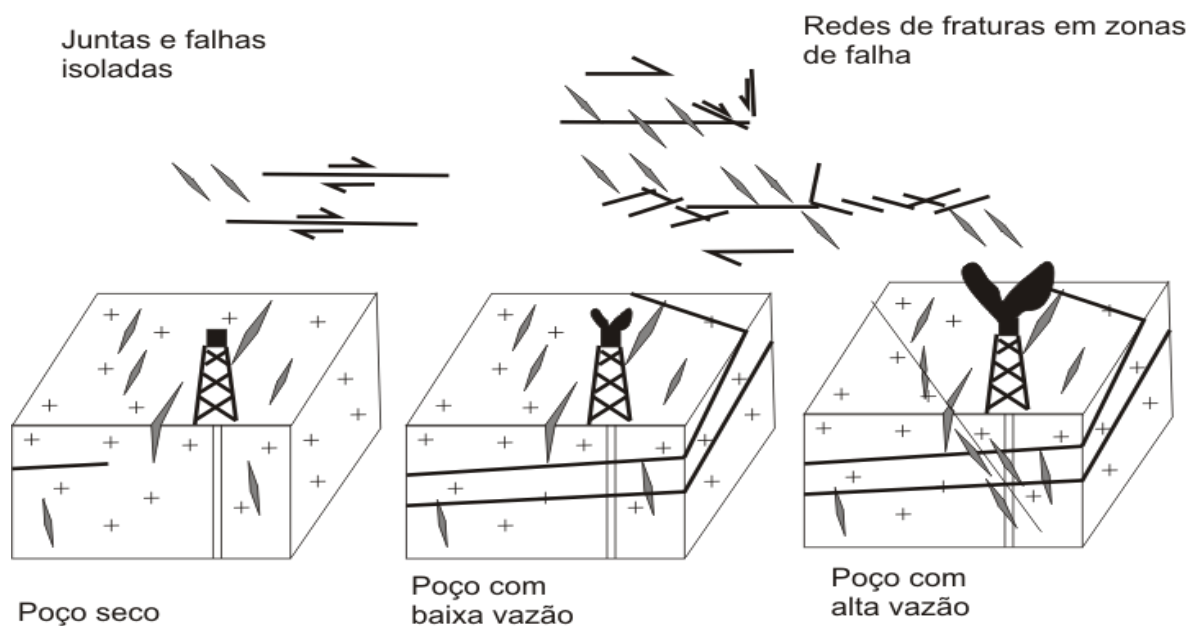


Figura 39 - Esquema mostrando a importância da interconexão das fraturas na recarga de aquífero fraturado

9.0 CONCLUSÃO

Foram reconhecidas quatro direções de lineamentos estruturais na área de estudo. As duas principais são NW-SE e NE-SW, e, subordinadamente, ocorrem N-S e E-W. As direções principais de lineamentos têm maior influência na recarga do aquífero.

Foram reconhecidas cinco famílias de fraturas na sub-bacia do Barro Branco: família 1 – de maior densidade foi classificada como juntas de distensão por possuir forte paralelismo, de direção NW-SE, e mergulhos altos; família 2 – de mergulhos altos e *strike* NE-SW, por possuir variação de 30° no seu *strike* foi classificada como espectro de fraturas; família 3 – de direção predominante em WNW-ESE, subordinadamente, ENE-WSW, e mergulhos altos; família 4 – de direção N-S e mergulhos altos é a família de menor densidade mapeada; família 5 – de origem atectônica essa família se caracteriza por mergulhos baixos e *strike* variando segundo o relevo local.

As características estruturais das famílias de fraturas e a correlação com evento tectônicos rúpteis reconhecidos regionalmente permitiram estabelecer a seguinte cronologia de eventos tectônicos fanerozóicos na área: transcorrência sinistral E-W eocretácea; extensão NW-SE eocênica; transcorrência dextral E-W pleistocênica; distensão E-W holocênica.

Foram reconhecidas duas fases de deformação rúptil nos diques de diabásio. A primeira, atuante na intrusão desses diques no Eocretáceo, teve como campo de esforços DISTENSIONAL direcional (*Strike-Slip EXTENSIONAL*), com o eixo de esforço principal, σ_1 , vertical e σ_3 horizontal posicionado em NW-SE. A segunda, identificada regionalmente (Ferrari, 2001; Salvador & Riccomini, 1995) como atuante desde o eoceno inferior até o oligoceno superior teve como campo de paleotensões DISTENSIONAL Puro (*Pure EXTENSIVE*), onde o eixo de tensões máximo, σ_1 , posiciona-se na vertical, o eixo de tensões mínimo, σ_3 , é horizontal e orienta-se na direção NW-ES.

O cruzamento das famílias de fraturas NE-SW e NW-SE com orientação vertical fazem parte do sistema de recarga do aquífero. Sua conjugação com as juntas de alívio têm o papel de aumentar a conectividade entre estas famílias em profundidade. A camada de sedimentos que cobre o aquífero tem o papel de acumular água que vai, também, alimentar o aquífero fraturado.

10.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 58 (suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Paulo, Brasil, p. 423-428.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode de dièdre droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7:1309-1318.
- ANGELIER, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89: 5835-5848.
- ANGELIER, J.; COLLETTA, B.; ANDERSON, R.E. 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 347-361
- ANGELIER, J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 11: 37-50.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste Brasileira*. Série Projeto REMAC, 4: 75-88.
- CAPUTO, M. & CAPUTO, R. 1988. Estimate of the regional stress field using joint systems. *Bull. Geol. Soc. Greece* 23, 101-118.
- COLLEEN, A.B. & ZOBACK, M.D. 1997. In-situ stress measurements can help define local variations in fracture hydraulic conductivity at shallow depth. *The Leading Edge*. The Society of Exploration Geophysicists. 1653-1656.

- CORIOLOANO, A.C.F. 2002. Reavaliação de critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto. Tese de Doutorado, UFRN, 197p.
- COSTA, L.M.; BAPTISTA,J.I; SOUZA,B. - 1978 - *Texto explicativo da Folha Geológica Italva*, Niterói, DRM/RJ.
- DAVIS, G. H. & REYNOLDS, S. J. 1996. Joints and Shear Fractures. *In*. Structural Geology of Rocks and Regions. – 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc. 204-269
- DELVAUX, D.; SPERNER, B. 2003. New aspects os tectonic *stress* inversion with reference to the TENSOR program. *In*: Nieuwland, D.A. (ed) *New Insighths into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications. 212, 75-100
- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P.L. 1994. Paleostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures *In*: HANCOCK, P. L., (ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 101-120
- FERRARI, A.L. A geologia do "rift" da Guanabara (RJ) da sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36.,1990, Natal. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6, p. 2858–871.
- FERRARI, A.L. & RICCOMINI, C. 2000. The Rio de Janeiro State segment of the Santos-Rio de Janeiro Dike Swarm as a paleostress indicator. *In*: 31o CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, Agosto 2000, Abstracts, CDROM.
- FERRARI, A.L. 2001. Evolução tectônica do Gráben da Guanabara. Tese de Doutorado, USP, 497p

- GOODMAN, R.E. 1989. Rock Strength and Failure Criteria. *In*. GOODMAN, R.E., *Introduction to Rock Mechanics*. P.55-101.
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P.M.; VALERIANO, C. M; ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.E.; THOMAZ-FILHO, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *J. South Am. Earth Sci.* Oxford, v. 18, p. 371-382.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p; 1197-1208
- JUSTO, A.P. 2006 Sistemas orbitais e aéreos aplicados à análise multi-escala de lineamentos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, UFRN, 115p.
- MELLO, C.L. 1997. Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- MELLO, C.L. & FERRARI, A.L. 2003 : Neotectônica. *In*: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- MENEZES, J.M. 2005. Hidrogeoquímica de aquíferos fraturados no noroeste fluminense: Bacia Hidrográfica do Rio São Domingos – RJ. Dissertação de Mestrado, UFRJ. 181p.
- MENEZES, J.M.; SILVA JR., G.C.; LIMA, L.A. Caracterização hidrogeoquímica de aquífero fraturado na bacia hidrográfica do rio São Domingos – NW do estado do Rio de Janeiro. *In*: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
- MOHRIAK, W.U. & BARROS, A.Z.N. 1990. Novas evidências de tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil: O *Gráben* de Barra de São João, na plataforma de Cabo Frio, RJ. *Rev.Bras. Geoc.*, São Paulo, 20 (1-4): 187- 196

- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, v. 87, p. 1463-1469.
- PARK R.G. & JAROSZEWSKI, W. 1994. Craton tectonic, *stress* and seismicity *In*: HANCOCK, P. L., *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 200-222.
- PETIT, J. P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 9 N° 36, p. 597-608.
- POLLARD, D & FLETCHER, R.C. 2005. Brittle Behavior *In*. POLLARD, D; FLETCHER, R.C., *Fundamentals of structural geology*. Cambridge Press. p.287-331
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W. 1990. Analysis of geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, USP. 256 p
- RICCOMINI, C. & RODRIGUES FRANCISCO, B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. *In*: XXXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, Bol. Res. Expandidos, p. 469-470.
- RICCOMINI, C. 1995. Padrão de fraturamento do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 25 (2): 79-84.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Beca, p.383-405.

- SALVADOR, E.D. 1994. Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). Dissertação de Mestrado, USP, 129p
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira Geociências*, 25 (3): 151-164.
- SANTOS, R.P. 1994. Datation K/Ar e Rb/Sr d'argiles de mineralisation et de diagenése le long de la côte est de l'Amerique du Sud. Implications geodynamiques. Tese de Doutorado. France, Grenoble I. 267p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H. E. 1984. Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - escala 1:2500000. DNPM, MME, Brasília
- SIBSON, R.H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fractures meshes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18. No 8, 1031-1047.
- STEREO32 SOFTWARE – pode ser obtido gratuitamente a partir do site: <http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.htm> . acesso em 09 de outubro de 2009-10-09
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81:1625-1640.
- TOMÁZ, E.A.; MELLO, C.L.; SILVA, R.C.B.; ABREU, C.J. 2004. Integração de dados estruturais ao longo da margem continental da bacia de Campos, região da planície costeira do rio Paraíba do Sul. In: 3^o CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS
- TROTTA, M.C. 2004. Análise estrutural dos diques e brechas tectônicas da região leste do Gráben da Guanabara. 61p. Monografia de final de curso, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, UFRJ.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.; DUARTE, B.; NOGUEIRA, J.R.; GERALDES, M.; GUIA DE ALMEIDA, C.; MIRANDA, A.; MEDEIROS, F.;

- MANSUR, K. 2006. Base geológica da bacia do rio São Domingos, Itaperuna (RJ): Metodologia e resultados. *In: WORKSHOP DE INTEGRAÇÃO DE INFORMAÇÕES OBTIDAS NO ÂMBITO DO PROJETO PRODETAB AQUÍFEROS*
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, P.B.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; EIRADO, L.. S.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15 (1): 67-79.
- VIGNERESSE, J.L.; TIKOFF, B.; AMÉGLIO, L. 1998. Modification of regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302; 203-224.
- ZÁLAN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n. 2, p. 269-300.
- YEATS R.S.; SIEH K.; ALLEN C.R., The geology of earthquakes, Oxford University Press, 1997.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P., SEELY, D.R. 1973. Basic Wrench Tectonics. *The American Association Petroleum Geologists Bulletin*. V. 57, No 1, p. 74-96
- WIN TENSOR PROGRAM – pode ser obtido gratuitamente a partir do site: <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/WinTensor/win-tensor.html>. acesso em 09 de outubro de 2009-10-09